

中国地质调查出版物

宁夏中上地壳电性结构特征研究

NING XIA ZHONG SHANG DI QIAO DIAN XING JIE GOU TE ZHENG YAN JIU

尹秉喜 闵刚 主编



黄河出版传媒集团
阳光出版社

责任编辑：屠学农

封面设计：马　冬


ISBN 978-7-5525-1606-7

9 787552 516067 >

定　价：38.00元



中国地质调查出版物

宁夏中上地壳电性结构特征研究

尹秉喜　闵刚　主编



黄河出版传媒集团
阳　光　出　版　社

图书在版编目(CIP)数据

宁夏中上地壳电性结构特征研究 / 尹秉喜,闵刚主编. — 银川 : 阳光出版社, 2014.11
ISBN 978-7-5525-1606-7

Ⅰ. ①宁… Ⅱ. ①尹… ②闵… Ⅲ. ①地壳-大地电磁场 -研究-宁夏 Ⅳ. ①P548.243 ②P315.2

中国版本图书馆CIP数据核字(2014)第290476号

宁夏中上地壳电性结构特征研究 尹秉喜 闵刚 主编

责任编辑 屠学农
封面设计 马 冬
责任印制 岳建宁

黄河出版传媒集团
阳 光 出 版 社 出版发行

地 址 宁夏银川市北京东路139号出版大厦(750001)
网 址 http://www.yrpubm.com
网上书店 http://www.hh-book.com
电子信箱 yangguang@yrpubm.com
邮购电话 0951-5014124
经 销 全国新华书店
印刷装订 宁夏报业传媒印刷有限公司
印刷委托书号 (宁)0000150

开 本 787mm×1092mm 1/16
印 张 11.5
字 数 240千字
版 次 2014年12月第1版
印 次 2014年12月第1次印刷
书 号 ISBN 978-7-5525-1606-7/P·16

定 价 38.00元



中国地质调查"宁夏大地电磁测深剖面测量
(编号1212011120928)"项目资助

宁夏中上地壳电性结构特征研究

主　编　尹秉喜　(宁夏地质调查院)
闵　刚　(成都理工大学)

副主编　杨　勇　(宁夏地质调查院)
余秋生　(宁夏地质调查院)
程建华　(宁夏地质矿产调查局)

编写人员　张　洁　(宁夏地质调查院)
夏时斌　(成都理工大学)
赵　强　(宁夏地质调查院)
杨文明　(宁夏地质调查院)
付文祥　(宁夏地质调查院)
王　飞　(宁夏地质调查院)
马立荣　(宁夏地质调查院)
冯　涛　(宁夏地质调查院)
朱譞赫　(宁夏地质调查院)
武　丹　(宁夏地质调查院)

内 容 简 介

本项工作是依据中国地质调查局下达宁夏实施的《宁夏大地电磁测深剖面测量》项目成果编撰完成的。通过利用横跨宁夏主要构造单元7条大地电磁测深剖面,以大地电磁测深所获得的中上地壳精细电性结构剖面为主轴,结合研究区的已有地质地球物理资料,研究宁夏地区主要边界断裂和次级构造单元的深部电性结构及其空间变化规律,揭示了宁夏中上地壳电性结构特征。全书除前言外共8章,分自然地理概况、大地电磁测深技术方法、宁夏及邻区大地电磁测深进展、区域地质地球物理场特征、大地电磁测深剖面定性解释、宁夏中上地壳电性结构特征、综合地质地球物理解释、结论与建议。本书资料翔实丰富、覆盖面广,融理论性、资料性和科研性于一体,为重新厘定宁夏构造单元提供了较为翔实的深部地球物理资料。

本书可供从事地震稳定性评价、地质灾害评估、矿产资源勘查等方面科技工作者及大专院校有关专业师生参考阅读。

前　言

宁夏大地构造位置地处柴达木—华北板块的鄂尔多斯地块、阿拉善微陆块及祁连早古生代造山带，是青藏高原向北东推挤的前锋地区，该地区自晚新生代以来一直遭受着地壳缩短和剪切，伴随着垂直差异性隆升作用，形成了典型的挤压盆山构造格架，加上没有过多遭受到后期地质事件的改造，众多地质学家把宁夏弧形带及邻区选择为研究青藏高原向北东运动的动力学机制的理想场身；另外宁夏及邻区中强地震活动频繁，历史记载曾发生过近30次7级以上地震，如1920年海原8.5级大地震、1739年平罗8级地震等。因此，加强宁夏地区深部地球物理勘探与地质地球物理综合研究，对进一步开展青藏高原新生代构造运动的远程效应研究、深部地震孕震构造及发震规律研究及灾害与环境评价具有十分重要的实际意义。

本书是依托中国地质调查局计划项目“成矿带区域地球物理调查”的工作项目“宁夏大地电磁测深剖面测量”项目（1212011120928）成果完成的。通过在横跨宁夏主要构造单元布置的7条大地电磁测深剖面测量，以大地电磁测深剖面所获得的中上地壳精细电性结构剖面为主轴，结合已有的地质地球物理资料。重点研究了宁夏地区主要边界断裂和次级构造单元的深部电性结构及空间变化规律，通过分析海原地震区深部孕震构造探讨了海原地震的孕育机制，利用银川断陷盆地上地壳电性结构空间变化特征探讨了银川断陷盆地形成演化特点，并取得了一些新的认识和结论。主要可概括为：（1）宁夏弧形构造带中上地壳电性结构剖面显示出高阻与低阻地块相间排列及分布其间的电性梯度带，主要表现为“碎块状”构造样式，且在深部断续存在壳内低阻高导低速层，是研究区中上地壳有别于层状电性结构和块状电性结构的最基本电性结构特征。在宁夏弧形构造带内壳内高导层总体呈现南西深北东浅的构造样式，中上地壳壳内高导层普遍与深大断裂或低阻滑脱面交汇，且终止部位一般都位于具有一定规模的高阻地块的构造边界带；（2）宁南弧形构造带内主要的动力学边界条件为古生代石炭纪煤系滑脱面、早元古或中元古滑脱面及中上地壳内的壳内低阻高导低速地层，宁南弧形构造带依托上述边界

条件表现为祁连造山带向东仰冲、逆冲推覆，阿拉善地块是向南俯冲，鄂尔多斯地块是向西俯冲的动力学态势；（3）烟筒山–窑山冲断带存在不连续分布高阻地块，地震剖面及重力资料在高阻地区表现为高速高密度的特征，推断该高阻高速高密度地块为晚古生代或早中生代发育在盆地基底构造上的“岛链式”古隆起，该发现为地震灾害评估及青藏高原东北缘地区的动力学背景研究提供了可靠资料；（4）过海原地震宏观震中的大地电磁剖面都显示海原断裂深部电性结构表现为具有一定宽度的低阻异常，且震源附近存在壳内低阻层或滑脱面地层，处于电性强烈变化的区域且靠近高阻地块一侧，上述现象为开展地震灾害综合评估提供了一定参考；（5）大地电磁剖面显示银川断陷盆地沉积地层下的高阻–低阻电性结构特征与贺兰山褶断带内高阻–低阻的电性结构特征相似，结合银川断陷盆地新生代沉积地层下面断续或连续分布的中元古代中高阻地层单元（Pz）的空间展布特点，进一步确认了银川断陷盆地是在张性构造环境下依托燕山期的逆冲挤压断层出现不连续断陷而形成的。

本书共8章28节，主要编写人员为：尹秉喜、闵刚、王绪本、杨勇、夏世斌。其中，第一章自然地理概况由余秋生、杨勇执笔，主要介绍了宁夏的交通、地形地貌、气象、水文及社会经济概况；第二章大地电磁测深技术方法由闵刚、杨勇执笔，主要介绍了大地电磁测深野外工作方法、野外资料质量评述及资料处理解释技术；第三章宁夏及邻区大地电磁测深进展由王绪本、闵刚执笔，主要介绍了以往一维、二维大地电磁测深成果及存在的问题；第四章区域地质地球物理场特征由尹秉喜、杨勇执笔，主要介绍了宁夏区域地质特征、区域地球物理场特征及岩石物性特征情况；第五章大地电磁测深剖面定性解释由尹秉喜、闵刚执笔，主要分析了电性结构维数、最佳电性主轴走向及视电阻率曲线和阻抗相位特征；第六章宁夏区中上地壳电性结构特征由闵刚、杨勇执笔，主要分析二维反演剖面置信度、中上地壳电性结构及重点地段浅部电性结构特征；第七章综合地质地球物理解释由尹秉喜、闵刚、王绪本、夏世斌执笔，建立了宁夏地区拟三维电性结构，重点对鄂尔多斯地块、海原地震区孕震构造带、宁南弧形构造带及银川盆地深部电性结构动力学特征进行了初探；结论与建议部分由尹秉喜、闵刚执笔，主要介绍了本项研究取得的成果及存在的问题与建议；尹秉喜最后对全书进行了统稿。

项目野外实施中，宁夏地质调查院赵强、杨文明、王飞、付文祥，成都理工大学夏时斌、邱林、周佃刚、朱崇利、聂军强、周亚东、罗威等人先后参与了本项目的野外实施。

在本书的编写过程中，得到了中国地质科学院李廷栋院士、成都理工大学蔡学林教授、宁夏回族自治区地质矿产勘查开发总工程师局程建华教授级高工、宁夏回族自治区

地质调查院书记孟方教授级高工及副总工程师王成高级工程师对资料综合解释中重大的关键技术问题提供了技术指导。在本书成稿过程中，作者还学习并引用了大量前人的研究成果和资料。在此表示衷心感谢。

本书是作者基于宁夏大地电磁测深剖面测量成果，对宁夏中上地壳电性结构进行了研究，是宁夏及周边的深部电性结构、地震孕育构造及动力学特征等问题的一些认识和思考。如果能对推动宁夏地震灾害综合评估、油气勘探及水文地质研究有参考作用，那么将是作者莫大的欣慰。

由于编写时间仓促，作者水平所限，不当之处敬请读者批评指正。

作 者

2014年7月

目 录

第一章　自然地理概况

第一节　研究区交通位置

宁夏回族自治区地处黄河中、上游地区，西北、东北边与内蒙古自治区接壤，西南、东南部与甘肃省、陕西省毗邻，位于北纬35°14′~39°23′、东经104°17′~107°39′之间，东西宽50~250km，南北长约456km，国土面积51954.34km²。至2012年末，全区人口6471908人，其中汉族占63.68%，回族占35.56%，其他少数民族占0.76%，是我国回族聚居地区之一。首府银川市坐落于贺兰山下、黄河之滨，是一个风景秀丽的塞上古城，为全区政治、经济、文化的中心。现辖5个地级市，2个县级市、9个市辖区、11个县。

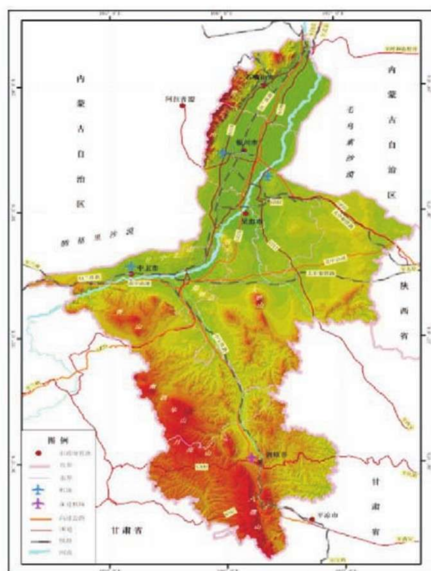


图1-1　工作区交通地理

宁夏交通较为发达，堪称方便(图1-1)。铁路有包(头)-兰(州)、宝(鸡)-中(卫)、太(原)-中(卫)-银(川)铁路干线及其支线；公路主要有高速公路G6(北京-拉萨)、G20(青岛-银川)、G70(福州-银川)、G2012(定边-武威)，国道G109(北京-拉萨)、G110(北京-银川)、G211(西安-银川)、G307(河北黄骅港-银川)、G309(山东荣成-固原-兰州)、G312(上海-新疆霍尔果斯口岸)及省道S101、S102、S108、S201、S202、S203、S301、S302等，通车里程26522km。另外还有银川河东机场、中卫香山机场和固原六盘山机场3个民用机场，开通北京、上海、天津、广州、沈阳、西安、青岛、济南、太原、乌鲁木齐、南京、成都、重庆、长沙、郑州、台北等40余条航线，通航里程61406km。宁夏邮电通信设施和技术装备的现代化程度是西部最好的省份之一，形成了以西安-银川-兰州-乌鲁木齐和北京-呼和浩特-银川-兰州光缆为干线的大通络光缆传输网，通达全区各县的移动通信网和数字微波网及多媒体信息网。

第二节　地形地貌

宁夏地跨黄土高原和内蒙古高原，海拔1000m以上，地势南高北低。地貌兼有山地（约占总面积的16.4%）、高原（丘陵、台地约占总面积的47.7%）、平原（或盆地，约占总面积的29.8%）和沙（丘）地（约占总面积的6.1%）。

山地主要分布于西部，挺拔于西北部的贺兰山呈北北东走向，绵延200余公里，主峰敖包圪垯海拔3556m，也是全区最高峰。贺兰山不仅恰成宁夏、内蒙古两区的自然分野，而且也是我国内流区和外流区的主要分界，起着扼制西北寒风侵袭银川平原、阻挡腾格里沙漠东移的天然屏障作用；耸立西南部的六盘山，大致为北西西走向，向南延入甘肃省境内，一般海拔2000m，其主峰米缸山海拔2942m，为陕北黄土高原和陇西黄土高原之界山及渭河与泾河的分水岭；境内西南的南华山与西华山略呈北西–南东向遥相对应，海拔分别达2955m和2703m；高耸在黄河之南的香山、牛首山，基岩裸露，山势峥嵘。香山海拔2356.8m。大罗山、小罗山近南北向巍然屹立于宁夏腹地，大罗山最高海拔2624m。

宁夏东部的黄土高原位于黄河以南及六盘山以东，是我国黄土高原的一部分，黄土覆盖厚度百余米，大致由南向北厚度渐减。

宁夏平原位于贺兰山脉与鄂尔多斯高原、黄土高原之间，属断陷冲积平原，南起沙坡头，北至石嘴山，海拔1100～1200m。在著名的青铜峡以北为银（川）吴（忠）平原，南北长150km，东西宽40余公里；其南为中（卫）（中）宁平原，长不足100km，宁夏平原地势平坦，自古受益“黄灌”之利，为本区主要农业区。

第三节　气象条件

宁夏地处内陆，冬季正当西北高寒气流南下之要冲，夏季处于东南湿润气流北行的末梢，形成明显的大陆性气候。其基本特征是：辐射强、日照长、温差大；南凉北暖、南湿北干；冬寒长、夏热短、春暖快、秋凉早。

宁夏年太阳总辐射为544.28～640.58kJ/cm^2。年日照时数为2000～3000h，是我国太阳光能最丰富的地区之一。宁夏平原年平均气温8℃～9℃，六盘山地区5℃～6℃。银川最高平均气温25.4℃，极端最高温39.3℃；最低平均气温–14.6℃，极端最低气温–30.6℃。平原地区全年无霜期4～5个月，南部山区3～4个月。年降雨量670～935mm，银吴平原只有200mm。六盘山、贺兰山是宁夏南、北两个低温、多雨中心，年平均气温水分别为0.9℃和–0.8℃，年降雨量分别为700mm和200mm。全区夏季降水量约占全年的60%，有利于作物生长，但时有冰雹危害，尤以南部山区为甚。宁夏多年平均蒸发量达2075.1mm，是多年平均降水量的7倍。宁夏春冬季多风，主要风向为西北风和北风，年平均风速1.74~4.3m/s，定

时最大风速34m/s，大风之日多伴沙暴。

第四节　水文概况

宁夏水系主要有黄河及其支流清水河、苦水河、红柳沟、葫芦河、泾河、茹河等。黄河是本区最大的河流，自中卫市南长滩入境，呈东西向穿过卫宁盆地，至鸣沙变为近南北向，穿青铜峡入银吴盆地，呈北北东向沿银川盆地东缘蜿蜒北流，至石嘴山市头道坎北的麻黄沟出境，区内流程397km。宁夏中、南部地区的黄河支流，大体以六盘山为中心呈放射状分布。北流的清水河源出于固原境内六盘山东侧。它与苦水河、红柳沟、祖历沟等水系多下切黄土及其下伏的红色地层。河水溶解大量的硫酸钠盐类，不宜人畜引用和灌溉，且水量小、水质差、含砂量大、时间变率大等水文特点。南流的葫芦河、泾河、茹河等水系，一般具有水量较大、水质较好、含砂砾亦大的水文特点。同心、南山台子及盐（池）环（县）定（边）等扬水工程的建成，对改善宁夏人民生活具有重要意义。

第五节　社会经济概况

宁夏山川秀丽，物产资源丰富。黄河灌区的银吴平原，自然条件得天独厚，素有“塞上江南”之美称。这里沃野千里，沟渠纵横，稻香鱼鲜，旱涝保收，盛产水稻、小麦、油料、甜菜和瓜果，是全国商品粮基地之一，南部山区宜林宜牧。东部26664km^{2}草原是很有发展前途的天然牧场。宁夏出产的枸杞、甘草、贺兰石、滩羊二毛皮，驰名中外。矿产资源较为丰富，开发潜力较大，目前已发现36种矿产，主要有：煤、石油、天然气、铁、铜、铅、锌、镁、金、银、石膏、盐、芒硝、磷、石灰岩、白云岩、石英（砂）岩（硅石）、粘土等，其中煤、石膏、石灰岩、白云岩和石英（砂）岩（硅石）是优势矿种。

自1958年自治区成立以来，经过50多年的发展，宁夏已基本形成了以煤炭、电力、化工、冶金、机械、轻工、建材、医药、食品等为主的工业体系，主要工业产品有40个大类、2000多个品种。宁夏煤炭资源丰富，已探明资源储量314亿吨，其中宁东煤田查明煤炭资源储量273亿吨，石油、天然气也有一定储量，铀矿、煤层气、页岩气等资源同样有很好的前景和潜力，具备发展油气化工、煤化工乃至核能的良好条件，已成为西北地区重要的能源和煤化工基地。宁夏电力工业发展潜力很大，规划建设火电装机2500万千瓦左右，宁夏已被国家确定为4个“西电东送”火电基地之一。

宁夏2012年地区生产总值2341.29亿元，人均地区生产总值36394元。2012年全区采矿业增加值256.67亿元，占全区地区生产总值的11%，占第二产业增加值的22.1%，占工业增加值的29.2%。

第二章 大地电磁测深技术方法

大地电磁法(Magneto te llurics)是以天然电磁场为场源的频率域电磁勘查方法，属于被动源电磁法。大地电磁场可近似地看成是垂直入射地面的电磁波。当电磁波在地下传播时，由于电磁感应作用,不同频率(频率范围为102Hz ~ 10^{-4}Hz)的电磁场具有不同的穿透深度，通过研究大地对天然电磁场的频率响应，可以获得不同深度电阻率的分布，根据电性分布的特点，来解决地质问题。本方法特点是：①具有较大的勘测深度；②不受高阻层屏蔽；③对低阻层有较高的分辨能力。

按其频率范围可分音频大地电磁测深(0.1Hz ~ 10kHz)、宽频大地电磁测深(0.0002Hz ~ 400Hz)和超长周期大地电磁测深。本项研究涉及的方法有音频大地电磁测深(0.1Hz ~ 10kHz)、宽频大地电磁测深(0.0002Hz ~ 400Hz)。

第一节 野外工作方法

一、测点工作

该项研究宽频大地电磁测深控制点距在2km左右，音频大地电磁测深点距控制在200 ~ 1000m，测点定位采用手持GPS，在测线经过的三角点对手持GPS仪进行标定，标定精度均为±10m。

二、观测方法

1.宽频大地电磁测深(MT)

测量采用加拿大凤凰(Phoenix)公司V8及V5多功能电法仪，频率响应范围为400Hz到0.0002Hz，采用张量测量方式，观测Rxy与Ryx两组视电阻率值及与电阻率相对应的两组视相位值，每个有效测点观测时间均大于10h，有效观测频段低频为1000s，保证本次大地电磁勘探深度在30km以上，达到研究宁南弧形构造中上地壳深部结构的目的。

(1)野外观测技术方法

① 野外施工采用张量观测方式，一个排列有一组Ex、Ey、Hx、Hy、Hz布设。Ex、Hx方向与测线延伸方向一致；Ey 、Hy 方向与测线延伸方向垂直；Hz垂地表布置。水平布置的电极、磁棒的方位误差未超过1°，布极采用森林罗盘仪确认方向，测绳确认电极距，极距误

差小于1%；垂直布置的Hz分量磁棒埋入地下部分要达到本身长度的2/3以上。

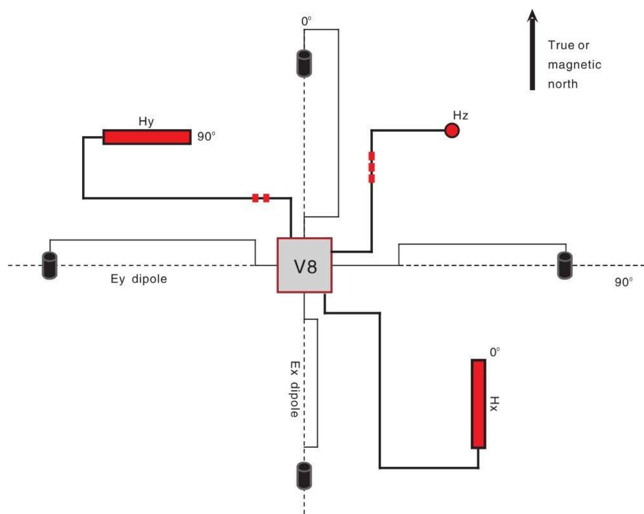


图2-1　大地电磁矢量测量电极及磁棒布置图

② 本次宽频大地电磁观测平均点距2km，测点布置基本按设计点位布设，考虑大地电磁矢量观测对布极条件的严格要求及地形起伏等原因。因此沿测线方向，本次测量允许布点位置沿设计点位前后根据情况进行平移，只要覆盖主要地质构造单元就可沿垂直测线方向范围内的移动不超过200m。

③ 使用的电极为固体不极化电极；在布极前开展电极配对试验，两两配对，其直流电位差均小于1mv。在实际电极布置完成后，电极与电极线接头处要做好防水处理，防止发生漏电现象影响低频数据的采集。

④ 为增强信号强度并减小静态效应，尽可能使用较大的电极距。整个工期绝大多数测点电极距采用40m，极少数测点处由于地形起伏太大而适当缩短电极距；同一方向的两电极相对高差均控制在极距长度的10%以内。

⑤ 当测点观测电极、磁棒布置妥当，连接线全部接通后，对电极线、磁棒线进行掩埋或固定，防止因观测设备扰动干扰低频信号的采集，为观测仪器搭建小型通风条件良好的帐篷，保证仪器远离雨水侵袭的同时具有良好散热条件。



图2-2　电极布置实际效果

(2)仪器野外标定

为验证仪器相关参数的稳定性与可靠性,保证野外采集资料的置信度,在工作开展之前,首先在工区内选择了一处干扰较小的区域分别对仪器和磁探头进行了野外现场标定,V8或V5主机标定时间0.5h,磁棒标定时间大于1h,具体情况见野外验收时提供的仪器标定曲线图册。以下给出了主机之一(SN:1659)和磁棒之一(SN:1598)的标定结果,如下图2-3和图2-4所示:

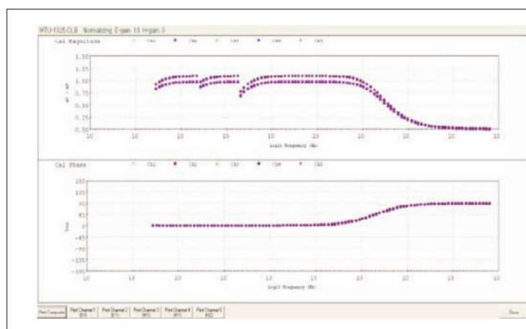


图2-3 V8电法仪(SN:1659)标定结果

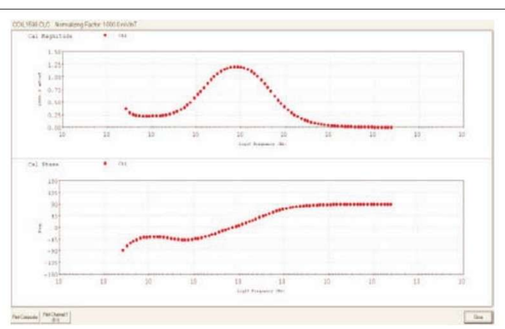


图2-4 磁探头(SN:1598)标定结果

由仪器和磁棒的标定曲线可以看出,标定曲线较为平滑,表明该仪器达到了《大地电磁测深法技术规程》(DZ/T 0173-1997)、《石油物探全球大地电磁测深法技术规程》(SY/T 5927-94)等技术规范的相关技术和性能要求,满足设计书对仪器性能的相关要求。

(3)一致性实验

因本次宽频大地电磁测量(MT)投入仪器较多,仪器型号不尽相同,且每台仪器分别由不同技术人员进行操作,无法同步评估仪器所采集数据的稳定性。故根据野外大地电磁测量技术规程要求,通过多次仪器一致性测量对仪器稳定性进行评估,本工作项目技术人员在大地电磁野外工作组开工前、工作期间及工作结束后多次对仪器进行了一致性试验。

一致性试验因使用的观测电极相同,所采集电场时间序列数据应该完全一致;所使用磁棒虽然不相同,但是都位于同一测点附近,加上磁场信号在无干扰情况下,距离较近变化不大,所采集的磁场信号时间序列也应该较一致。通过傅里叶变化、滤波处理及阻抗张量求取计算后获得的视电阻率与相位曲线应表现出较好的一致性,才能说明仪器的稳定性,保证采集数据的可靠性。下面通过分析2013年V8主机(1659)、V8主机(2440)的一致性试验结果,来评估多台仪器所观察数据的稳定性。

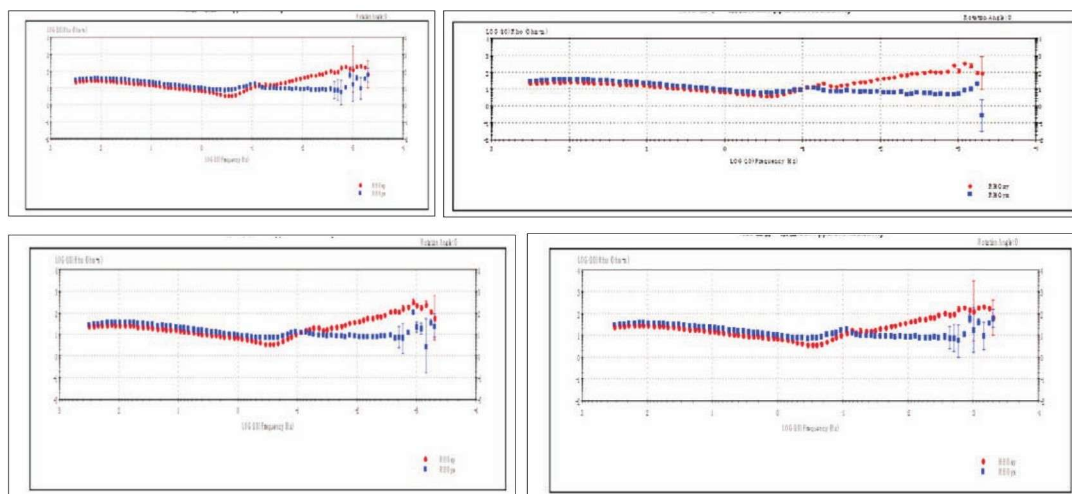


图2-5　仪器一致性实验曲线图（SN：1659与SN：2440工前、工中及工后一致性）

从本次仪器一致性试验结果来看，各仪器在相同时间、相同地点、相同参数的条件下所测数据曲线基本形态一致，仪器一致性实验结果满足测量大地电磁野外测量要求，可以保证不用仪器所采集实测数据的真实可靠性及稳定性。

2.音频大地电磁测深（AMT）

音频大地电磁测深采用美国生产的EH-4电导率成像系统，使用天然场源的大地电磁信号，其工作频率为0.1Hz～10kHz，测量方式为矢量测量，观测参数为两道电场及两道磁场，仪器自动计算电导率，观测时间均在40min以上。

（1）野外观测技术方法

音频大地电磁测深与宽频大地电磁测深工作方法基本一致。

① 野外施工采用矢量观测方式，一个排列有一组Ex、Ey、Hx、Hy布设。Ex、Hx方向与测线延伸方向一致；Ey 、Hy方向与测线延伸方向垂直。布极方位误差未超过1°，布极采用森林罗盘仪确认方向，电极距由测绳确认，极距误差小于1%。

② 测点布置基本按设计点位500～1000m布设，由于地形因素及电磁人文干扰的影响，实测点位在设计点位沿测线方向40m、垂直测线方向200m的范围内移动。

③使用的电极为固体不极化电极；在布极前开展电极配对试验，两两配对，其直流电位差均小于1mv。在实际电极布置完成后，电极与电极线接头处要做好防水处理，防止发生漏电现象影响低频数据的采集。

④ 为增强信号强度并减小静态效应，尽可能使用较大的电极距。整个工期绝大多数测点电极距采用60m，同一方向的两电极相对高差均控制在极距长度的10%以内。

⑤ 水平磁棒方位经仪器实测，方位误差均小于1°，埋入地下均未小于0.2m，埋设前均用水平尺量水平；垂直磁棒探坑深度绝大多数大于1m，方位误差均小于1°。

(2)平行实验

本次工作只投入了一套EH-4电导率成像系统进行野外测量工作,为保证野外数据质量的可靠性,进行了仪器平行实验。平行实验是在仪器出错查找中的一种手段,又名并联传感器测试。由于该系统有两套传感器,通过比较两套传感器结果,正常情况下,结果一致说明仪器性能正常(见图4-6),反之亦然。此次工作在野外数据采集中多次进行平行实验,结果显示两套传感器取得的信号数据一致,表明数据采集工作都是在仪器正常情况下所取得的。

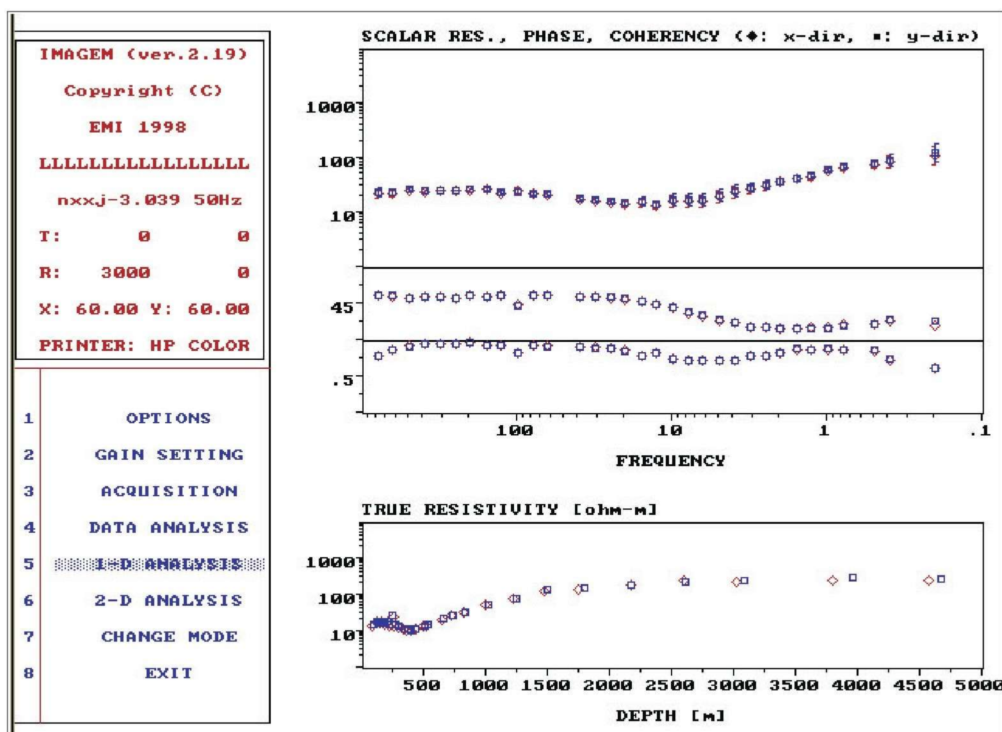


图2-6　平行实验结果

三、影响野外观测的主要因素及相应对策



图2-7　研究区内的高压线、油井等强干扰源

研究区内有高压线及大型工厂油井等强干扰源；测线所经部分区域地形起伏大、切割剧烈；地形相对平缓的地方村庄较多，人为因素相对较大。这些因素给野外数据采集带来了较大的挑战。

针对本次野外施测遇到的困难，野外施测队伍采取了相应的措施确保数据采集质量，主要有以下几点：

（1）整个工区汽车无法运输的地段只能依靠人力，少数地段手扶拖拉机能发挥其小、快、灵的优点，亦参与运输。

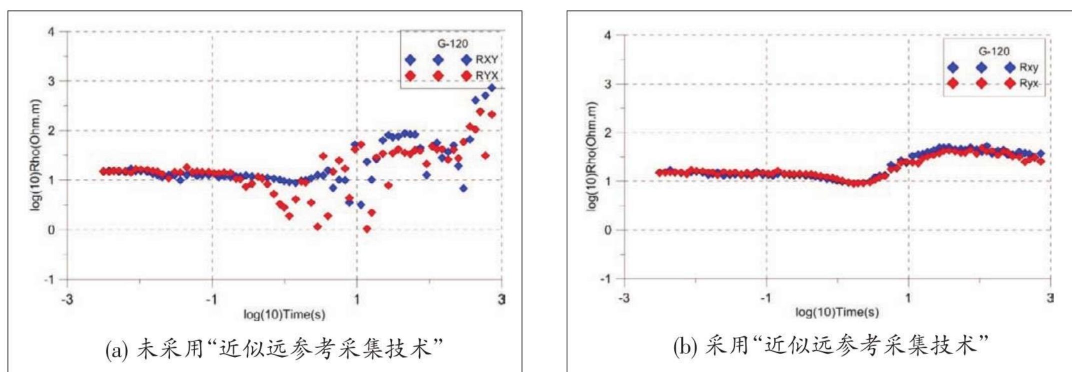
（2）少数位于山顶或山坡上，布极困难的测点，采用适当缩短电极距或在规定范围内将测量点移至较平坦处布极的解决方法。

（3）位于基岩裸露区的测点电极坑使用钢钎挖深，然后回填泥沙，浇水后埋设电极；在基岩裸露区垂直磁棒探坑尽量挖深，然后采用石块或沙土垒高将其固定。



图2-8　研究区内地形地貌复杂

（4）采取近似“远参考”观测方式进行数据采集：在数据采集过程中，有些地方以磁场干扰为主，因磁场在一定范围内变化幅度几乎可以忽略不计（地形平坦，构造简单区域尤其如此），故我们可以在磁场干扰大的地方只采集电道数据，在一定范围内选择一处干扰小的区域采集磁场信号。然后用干扰小的磁场参与阻抗张量计算，达到减少甚至消除干扰的目的。



(a) 未采用"近似远参考采集技术"　(b) 采用"近似远参考采集技术"

图2-9　采用"近似远参考采集技术"前后所获得的原始数据质量对比图

(5)采取"旋转法"数据采集方式:当测点所处区域的干扰源具有一定方向性,或者地下构造干扰源具有一定方向性时,可以通过变化点距布置方向,开展多组采集试验(通过采集高频数据做试验),选择干扰最小的布置方式进行全频点数据采集。

第二节　野外资料质量评述

一、评述原则

野外观测资料质量的高低目前尚无统一的国家或部门制定的规范约束,但也可采用以下两条原则来确定:

1.按实测 ρ_{xy}, ρ_{yx}, ϕ_{xy}, ϕ_{yx} 四条曲线的优劣来划分观测质量的好坏,即观测资料品级判定法;除观察曲线的频点间的连续性外,还应特别注意近场及静态所引起的畸变响应。

2.质量检查工作量为总工作量的3%～5%进行系统质检观测,然后根据原始观测结果和检查观测结果计算平均均方相对误差。要求该误差必须小于5%的原则来判定全区测量结果的好坏。

二、评定公式及评定结果

1.评定公式

工作质量的主要评价指标,用检查观测点的均方相对误差衡量,公式为:

$$M=\pm\sqrt{\frac{1}{2n}\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{A_i-A_i'}{\overline{A}}\right)^2}\qquad \overline{A}=\frac{A_i+A_i'}{2}$$

式中:i–频点(i=1,2,3,…,n)

A_i–ρ_{xyi}, Φ_{xyi}　　(原测点第i个频点的视电阻率或相位);

A'_i–ρ'_{xyi}, Φ'_{xyi}　　(检查点第i个频点的视电阻率或相位)。

2.评定结果

(1)宽频大地电磁测深(MT)数据质量

在数据采集期间,观测参数相同,重复测量结果之间的一致性较好,均方相对误差小于5%。满足设计要求。此外,根据行业技术规范和设计书对所有已完成MT测点都进行了质量评价,其中Ⅰ级质量测点641个,占总量的97.2%;Ⅱ级质量测点18个,占总量的2.7%,无不合格测点。各质量检查点视电阻率均方误差小于5%,全区视电阻率总均方误差为±2.4%。

(2)音频大地电磁测深(AMT)数据质量

在项目实施工程中,按测线长度均匀选择测点进行重复测量,观测参数相同,从重复测量结果看,质量检查点与原始测点之间的一致性较好,均方相对误差均小于5%。满足设计要求。此外,根据行业技术规范和设计书对所有测点进行了质量评价,其中Ⅰ级质量测点585个,占总量的97.6%;Ⅱ级质量测点14个,占总量的2.4%,无不合格测点。各质量检查点视电阻率均方误差小于5%,全区视电阻率总均方误差为±4.3%。

第三节　资料处理解释技术

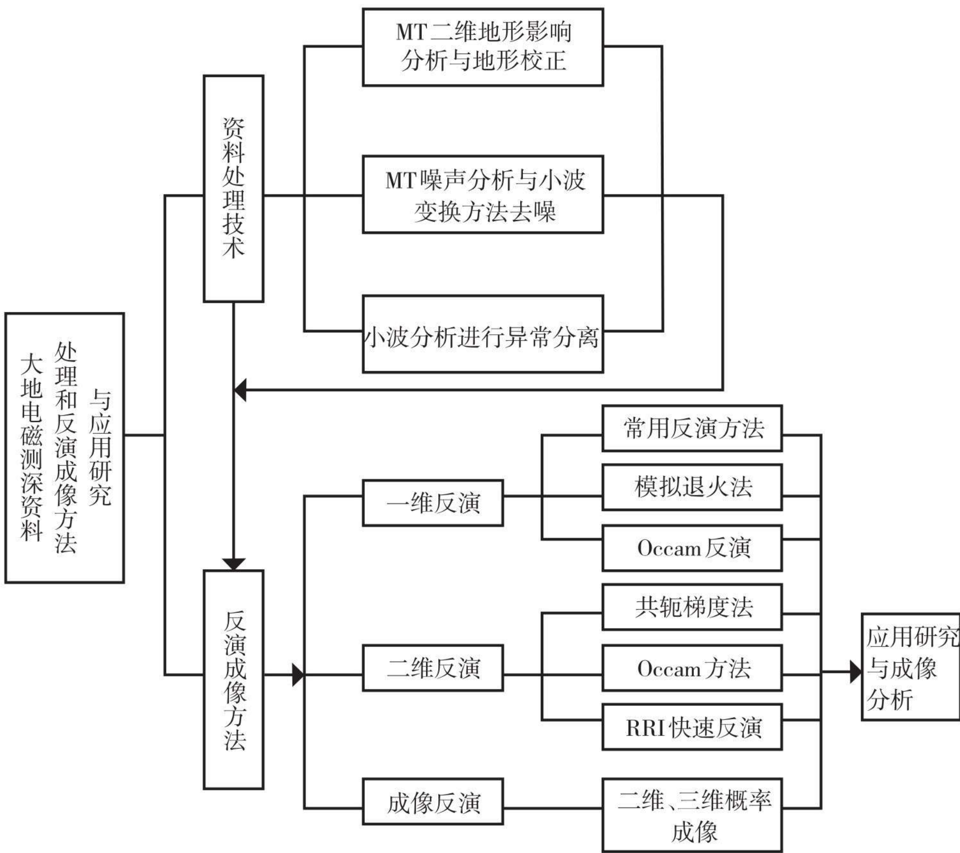


图2-10　大地电磁测深资料处理和反演成像方法处理与应用研究框图

数据处理采用成都理工大学开发的专用大地电磁测深资料处理与解释软件“MTSoft2D大地电磁二维处理和解释软件”。MTSoft2D系统主要包括:数据转换与管理、数据预处理、MT二维正演、一维和二维反演、图形图像实时显示等功能模块,其中,数据预处理具有视电阻率与相位曲线转换、TE和TM模式判别与转换、曲线编辑、静态分析与校正等处理功能;MT二维正演模块可以进行屏幕建模、单元自动剖分、地形自动切分的二维有限元模拟;反演解释模块包括一维问题的Bostick变换、Occam反演、马奎特反演、非线性遗传算法反演等和二维问题的快速松弛法(RRI)、非线性共轭梯度法(NLCG)、Occam法反演等,大地电磁测深资料处理和反演成像方法框图见图2-10。

一、野外资料的预处理

1.点位坐标的复核和投影

对野外队提交的点位坐标分别进行了经纬度和高斯投影换算及实际点位复读,对点位坐标值进行了复核。然后统一投影在18° 带上,制作平面点位图。在此基础上,用最佳的直线拟合每条测线的测点位置,再把测点投影到该直线而求得剖面的相对坐标。

2.各测点电性主轴的寻找与转角处理

根据大地电磁测深原理,在二维构造假设前提下,沿地面两个正交方向所得测量的电磁场分量之间的关系为:

$$\begin{bmatrix} E_X \\ E_Y \end{bmatrix} = Z \begin{bmatrix} H_X \\ H_Y \end{bmatrix}$$

$$\begin{bmatrix} Z_{XX} & Z_{XY} \\ Z_{YX} & Z_{YY} \end{bmatrix}$$

式中,阻抗要素Zxx、Zxy、Zyx和Zyy为复数,与测量坐标方向有关,因此不能给出地电断面的确切概念。

然而,任何一个垂直入射的平面电磁波沿构造方向(即走向X轴方向和倾向Y轴方向相应的X、Y轴定义为电性主轴)可分解为两组独立的线性偏振波——磁场平行构造走向的$TM^{\{(0,E_Y,E_Z),(H_X,0,0)\}}$波和电场平行构造走向的$TE^{\{(E_X,0,0),(0,H_Y,H_Z)\}}$波。这时,电磁场分量之间的关系表现为:

$$Ex = Zxy\ Hy = ZTE\ HY$$

$$Ey = Zyx\ Hx = -ZTM\ Hx$$

显然,ZTE、ZTM唯一表述了地电断面的属性。

从前面的讨论中可以看到,在电性主轴上观测时,会有Zxx、Zyy等于零或接近于零。这样,在野外施工中虽然观测坐标无法恰好取在电性主轴上,但我们可以通过坐标轴某一方向以一定量值旋转的做法,由公式:

$$\{(0,E_Y,E_Z),(H_X,0,0)\}$$

求取相应的阻抗值,若满足Zxx、Zyy接近于零,这时的坐标轴方向就是电性主轴方位。

因地表构造收到的外来影响因素较多,故选择深部高频资料所获得的构造轴向作为资料处理及定性解释的主要参考资料。注意到地下各电性层的走向和倾向不一定完全一致,因此上述电性主轴的寻找与转角处理分别在每一测点上对每一观测频点上进行,然后结合概率统计原则,选择指向较多的方向作为构造走向或者倾向,若主轴指向较紊乱,这说明点位下面构造变形剧烈,无明显构造走向。

3.数据的重新编辑和格式转换

由于干扰和观测误差的存在,会使野外采集的大地电磁原始数据相邻频点的数值出现非正常跳跃。如果将非正常跳跃的资料用于解释,便会得出错误的结论。因此,必须对曲线进行圆滑。

V5-2000或V8多功能电磁法接收仪改进了对高低频信号的采集方式,从而保证了在每一个频点上有较多的功率谱文件可供选择。经转角处理后的大地电磁测深资料的重新编辑,就是依据符合相邻测点、相邻频点变化趋势取每一频点功率谱文件中数值相对集中,误差较小的数据来叠加合成相应的MT曲线。经编辑处理后,在时间段上不是连续出现的干扰,各种随机干扰都得到了有效地压制,在一定程度上提高了MT资料的品质,并解决了两支交叉曲线经过交叉点后各条曲线的正确追踪,这都为下一步处理解释工作打下了基础。

对编辑处理后的各点数据进行数据格式转换,从V5-2000或V8数据格式转换成我们的数据处理和解释系统所需的格式。

4.曲线的圆滑处理和TE、TM模式识别

本区属电磁低干扰区,通过上述远参、编辑等处理,实测的MT曲线基本是光滑和连续变化的,只有少数测点受到干扰而畸变,表现为部分频点视电阻率曲线出现飞点、脱节和振荡,需要先进行圆滑处理。传统的做法是用相邻频点平均或相邻测点数据叠加来消除。这样做的优点是去除不连续点的算法,快速、简捷,曲线更圆滑;其缺点是平均效应十分厉害,有可能淹没MT曲线上的小波动(深部地层变化的微弱信息),从而导致分辨率降低。因此,曲线的圆滑处理是有经验的处理人员在井旁MT测点的标定下,通过若干先验模型正演计算的MT曲线学习。在此基础上进行人工圆滑处理,圆滑时特别注意曲线上的特征点(如极小点、拐点)的位置及小弯曲造成的影响。同时参考相邻测点的相应曲线,依据其固有属性进行圆滑。

ρTE和ρTM为一个测点上的两条视电阻率曲线--纵向视电阻率曲线和横向视电阻率曲线(简称为纵向和横向曲线)。前者是电场沿走向方向极化的曲线,后者是电场沿倾向方向极化的曲线。如果地下构造不是一维的,ρTE和ρTM就不重合,曲线类型也不尽相同。由于对不同的视电阻率曲线进行两维反演获得的结果会相差很大,因此在应用中实测的纵、横向视电阻率曲线的识别与选择是很重要的,尤其是构造复杂区,畸变效应也比

较复杂，这样就给两种曲线的识别与选择带来了一定的困难，理论模型研究和实际应用表明，识别ρTE 和ρTM的方法主要有三种。

（1）计算倾子走向

当地下构造为非一维时，三个磁场分量之间有下列关系：

$$Hz = A\ Hx + B\ Hy$$

式中A，B为倾子。

如果在平面上旋转测量坐标轴并从北向的X轴算起，当转至与构造走向一致时，会有$A\ Hx = 0$，$Hz = B\ Hy$出现。众所周知，只有在测量轴与构造方向重合时，才会出现这种情况。

因此，此时的转角ϕ_0就是构造走向方向。如果主阻抗Zxyθ_0的主轴方位$\theta_0 = \varphi_0$，那么$\rho_{xy} = 0.2|Z_{xy}(\theta_0)|2$就是纵向视电阻率曲线；如果$\theta_0 = \phi_0 \pm 90$。，那么$\rho_{xy}$是横向视电阻率曲线。

（2）根据已知的重力图、磁力图和地质图来判断

这些资料都能清楚地显示地下的构造方向，如果主阻抗Zxy（θ_0）的主轴方位角θ_0接近于已知的构造方向，那么ρ_{xy}就是纵向视电阻率曲线，而ρ_{yx}是横向视电阻率曲线。

（3）根据两条视电阻率曲线的相互关系判断

在非一维构造地区，纵、横视电阻率曲线差异较大，在有较厚低阻沉积盖层的平原区，横向曲线往往处于纵向视电阻率之下，特别是随着频率的减小，横向曲线明显下跌。这是因为平原区横向的边缘畸变效应居主导地位。但在隆起构造上，横向曲线在纵向曲线之上，这是横向曲线遭受S畸变的结果。

二、曲线畸变分析

地形的起伏和表层电性的不均匀性都会使MT曲线发生畸变，基于本勘探区域十分复杂的地质地理背景，有必要对原始曲线的畸变机理进行分析，以期得到更准确的解释结果。

1.地形影响

由于地形影响引起MT资料的严重畸变，为了直接地形反演的需要和开展地形影响程度分析的需要，通过地形二维模型的理论计算，掌握MT曲线的畸变规律，选择适当的方法进行校正。

起伏地形条件下的地电结构的视电阻率曲线比较复杂，图2-12（A）和（B）与图2-11（B）模型结果[图2-13（A）和（B）]相对比，TE极化曲线尚能看出是地形引起干扰场与地下电性结构引起的场的叠加；对于TM极化曲线，由于地形引起的畸变及位移十分强烈，几乎完全掩盖了地电结构场响应。

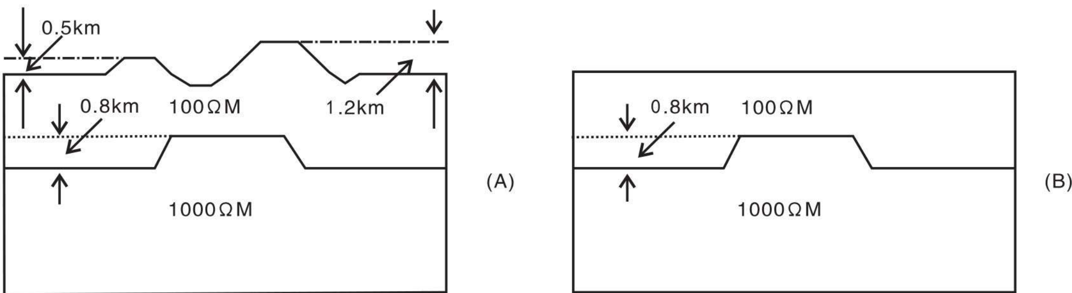


图2-11 二维起伏地形条件的地电模型(A);水平地形的二维地电模型(B)

因此,直接用受地形影响的观测资料进行反演解释是十分困难的,有必要对其加以处理与校正。鉴于上述原因研究了比值法和位场延拓等校正方法。

在直流电法中,用比值法消除地形影响的实质是:将地下作为均匀介质进行保角映射,把Z平面的水平等距点映射为W平面的水平线上不等距点。地形改正后的异常曲线,可看做是W平面水平地面上以不等距测点观测的结果。

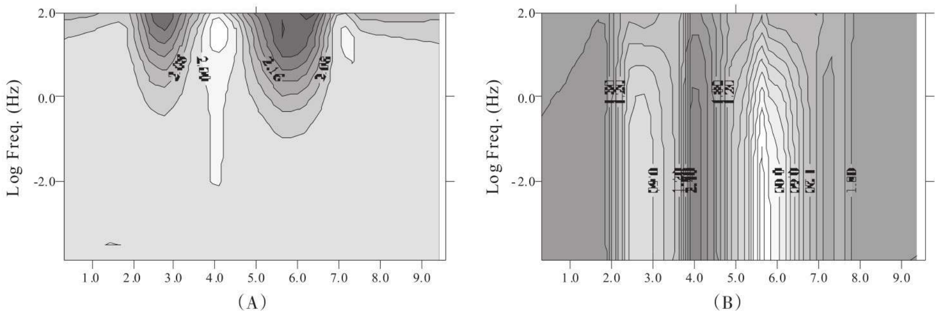


图2-12 MT二维纯地形影响(A)TE模式;(B)TM模式

通过比值法进行MT地形校正的实质也就是采用归一方法从观测结果中扣除地形影响的视电阻率异常。该方法的关键就是如何有效地获取纯地形的MT视电阻率结果。在理论研究中,我们是采用有限元法直接获取均匀介质和褶皱地层纯地形的视电阻率异常,然后,再从观测结果中减除。

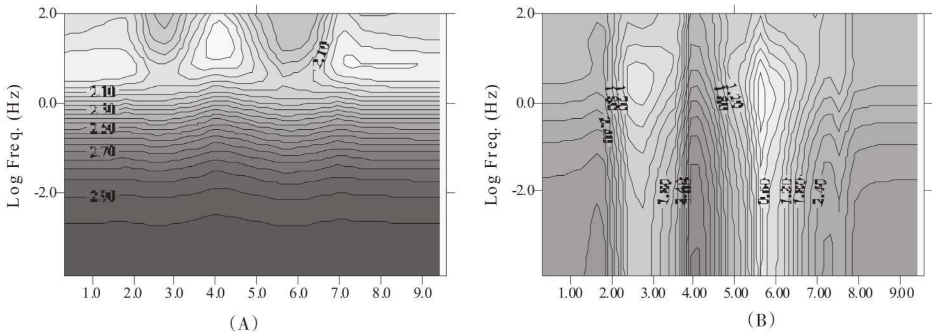


图2-13 二维地形、地垒构造MT响应(A)TE模式;(B)TM模式

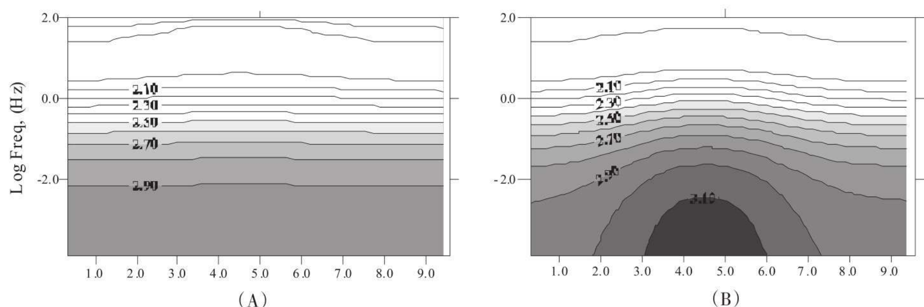


图2-14　水平地形二维地垒构造*MT*响应,(A)TE模式;(B)TM模式

模拟计算表明,采用比值法进行地形影响校正后的视电阻率分布相对于水平地形相同模型的结果仍有差异,其残余部分与地形呈镜像关系,地形填平模型模拟结果也证实这一点(对比图2-15与图2-16)。

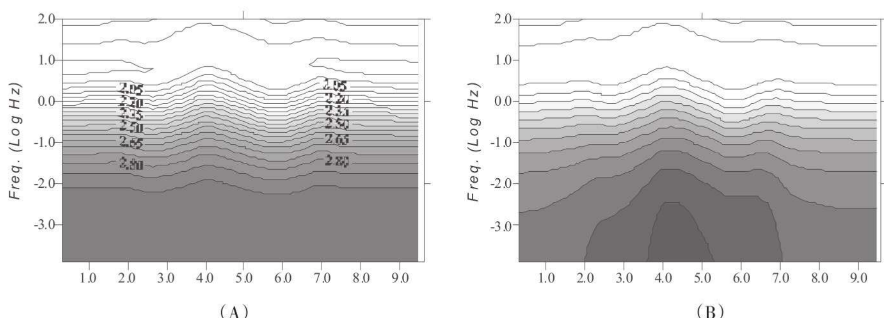


图2-15　二维地垒构造MT响应的比值法地形校正结果,(A)TE模式;(B)TM模式

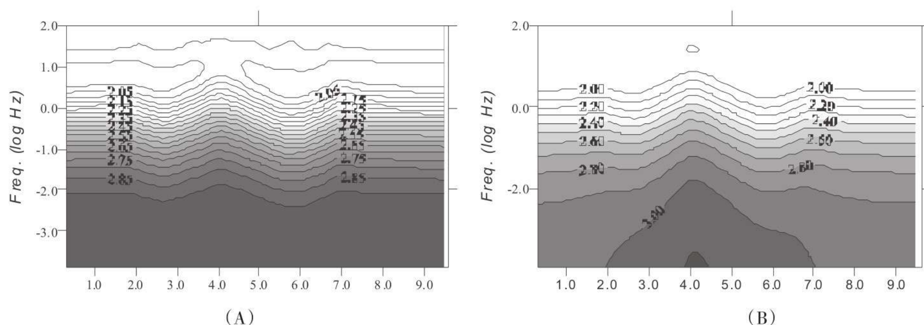


图2-16　二维地垒构造MT响应的地形填平的模拟结果,(A)TE模式;(B)TM模式

同时,从理论上讲,地形影响不对TE模式的视电阻率产生畸变,实际模拟中在高频部分存在畸变,这一结果似乎说明,扣除地形引起的畸变影响后,其剩余部分与测点所在高程有关。因此,地形起伏对MT资料的影响可以分为两个部分,即畸变场(地形引起的电场畸变)和稳定场(与测点高程位置有关的部分)。根据上述特点,我们引入位场延拓方法。通过给定所需的上延或下延深度,来计算水平地形上的场值。

地形条件下的地电结构的视电阻率曲线比较复杂，与水平地形下的相同地电结构模型的视电阻率曲线对比，地形条件下的TE极化曲线显示地形引起的干扰场与地下电性结构的地表响应的叠加；对于TM极化曲线，由地形引起的强烈干扰场几乎完全掩盖了地电结构的场响应，直接用于反演解释有一定难度。

研究中发现，地形条件下的二维地电模型的MT响应存在两部分，一是为畸变场（地形引起的电场畸变）；一是稳定场（与测点高程位置有关的部分），对于发现MT地形响应规律，选择有效的校正方法具有一定的启发。

2.表层电性不均匀性的影响

若层状介质中电磁场是沿水平方向极化，则感应电流沿水平方向流动，如果有浅层局部不均匀体存在则会改变介质中水平方向电流密度的均匀性，使得实测得各个频率的视电阻率相对于无局部不均匀体时有一个常系数的变化。从而在浅层局部不均匀体周围引起电流密度的密集或稀疏分布的畸变现象，导致地表观测的电场分量增强或减弱，这就是所谓的静位移现象，即静态效应。

在不均匀体的界面上，所有穿过边界的场和位都是连续的，只有电感应强度的法向分量不连续。从似稳电磁场不同物质界面两侧的边界条件出发进行分析。图2-17表示地表含有一电阻率为σ_2、介电常数为ε_2、磁导率为μ_2的二维地质体的横断面ABCD；围岩的相应参数为σ_1，ε_1，μ_1；空气的介电常数和磁导率为ε_0和μ_0。现将频率测深观测点设在AB界面两侧，通过接地点偶极子观测电场的分量Ex，Ey；通过地面上磁探头观测磁场分量Hx，Hy和Hz。

*AB*界面两侧如果不存在介质参数的变化，极距的影响忽略不计，则所观测界面两侧的同名分量应该相等；若AB为两种不同介质的界面，则将会对不同场分量产生不同影响。

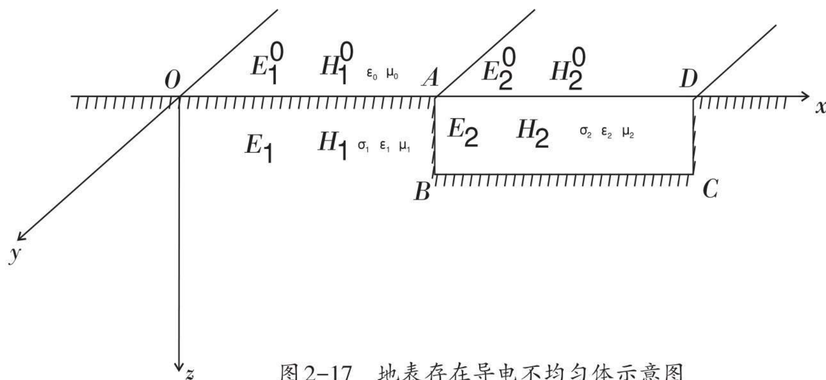


图2-17 地表存在导电不均匀体示意图

结合理论推导可知，电性参数σ、ε可引起对应的电场分量视电阻率曲线的平移，磁性参数μ可引起对应的磁场分量视电阻率曲线的平移。但是，在存在二维不均匀体的情况下，物性界面平行的水平场分量将不产生静态效应。对于三维不均匀体，就不存在这种水平方向性。在大多数情况下，地下介质的磁导率与空气的磁导率一致，均为μ_0。所以，

地表不均匀体通常对磁场H各分量不存在静态影响。

由于在目前野外采集的数据资料中，静态效应是不可避免的，也是不可以任何方式预测的。因此我们必须对受静态效应影响严重的实测数据做静态效应校正，简称静校正。静态效应的校正是大地电磁数据资料处理中的一个关键环节，如果校正不当，会使后续的反演解释得出严重错误的结果。针对这个问题，我们对自适应汉宁滤波、中值滤波、五点（七点）滤波、曲线平移、曲线平移+五点（七点）滤波等静校正方法进行了对比研究。

设计模型为一个三层地电模型，第一层厚度为200m，电阻率为100Ω·m，第二层厚度为200m，电阻率为1000Ω·m，第三层厚度为100m，电阻率为10Ω·m，其中在里程200m位置地表有一个高阻体电阻率为1000Ω·m，里程650m位置地表有一个低阻体电阻率为10Ω·m，其长150m，高100m。

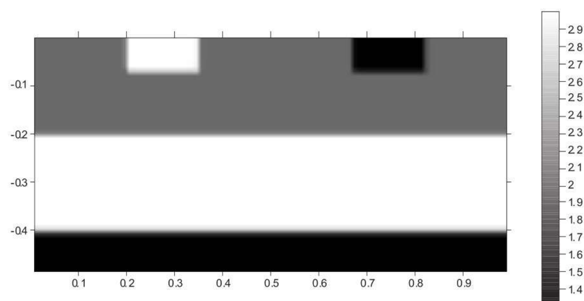
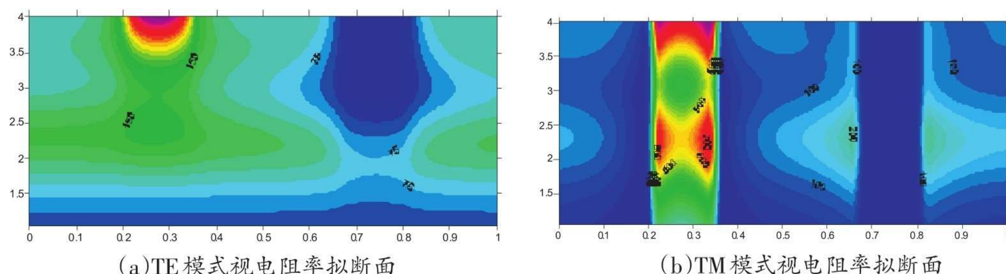
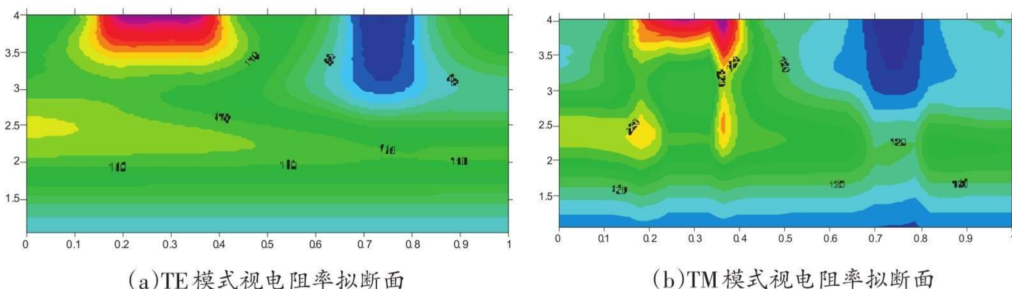


图2-18　静态效应模型



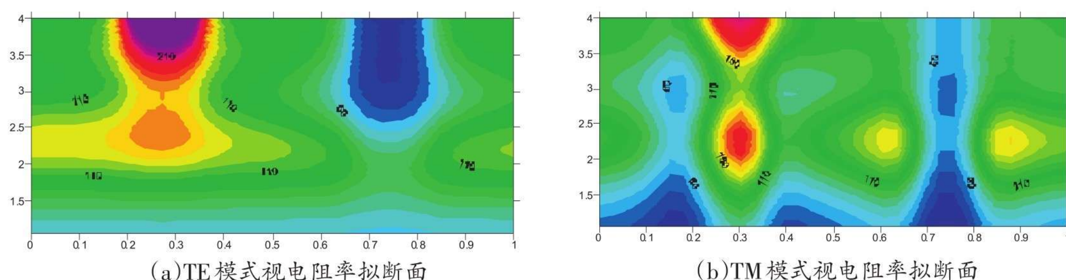
(a)TE模式视电阻率拟断面　　(b)TM模式视电阻率拟断面

图2-19　模型正演结果



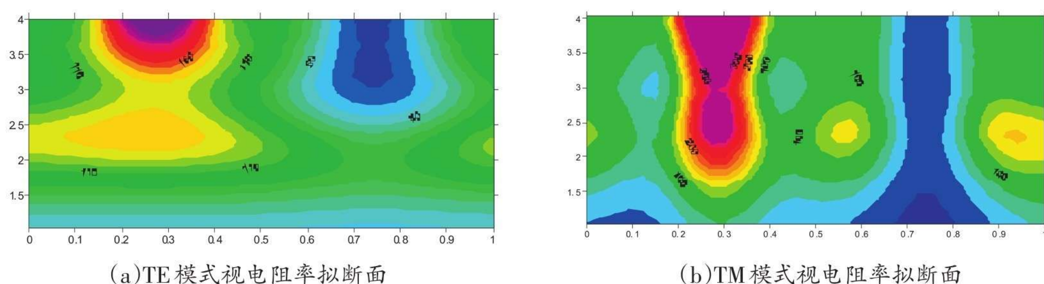
(a)TE模式视电阻率拟断面　　(b)TM模式视电阻率拟断面

图2-20　自适应汉宁滤波静校正结果



(a)TE模式视电阻率拟断面　　(b)TM模式视电阻率拟断面

图2-21　中值滤波静校正结果



(a)TE模式视电阻率拟断面　　(b)TM模式视电阻率拟断面

图2-22　五点(七点)滤波静校正结果

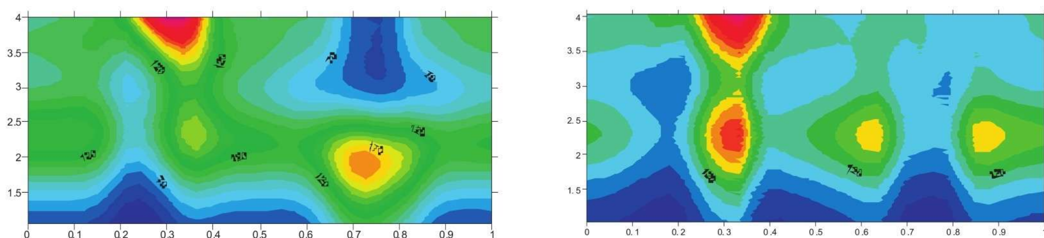


图2-23　曲线平移静校正结果

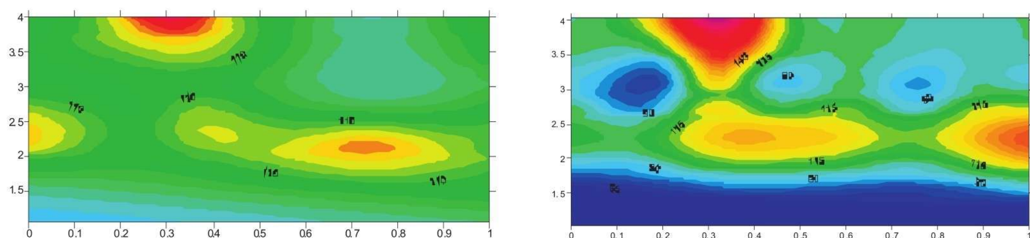


图2-24　曲线平移+五点(七点)滤波静校正结果

首先,从图2-18~图2-24模型正演模拟结果可以看出,TE模式的静态效应影响比TM模式要小的多;其次由几个静态校正结果可以看出,自适应汉宁滤波的效果较佳,能达到削弱和压制由浅部高阻和低阻不均匀体带来的深部影响的目的,较好的区分了浅部的不均匀体,经过试算,发现自适应汉宁滤波系数为1~4为最佳,本模型选用的滤波系数为4;曲线平移、中值滤波和五点(七次)滤波的校正效果大致相同,对高阻不均匀体造成的静态

效应校正效果较好，而对低阻不均匀体造成的静态效应校正都不足的情况；因此，在资料的处理过程中，结合实际情况，考虑将曲线平移、五点（七次）空间滤波等校正方法结合起来使用，其静态校正效果得到了明显的改善。

三、大地电磁反演成像方法研究

针对宁夏六盘山等地区地质构造复杂的特点，我们对常用的几种反演方法进行了理论研究和对比分析，最后采用稳定收敛、且对初始模型，依赖程度小的Occam反演（Constable S C，1987）作一维反演，然后将其结果作为初始模型再采用稳定、收敛速度快的非线性共轭梯度法（NLCG）（William R and Randall L M，2001）进行二维反演。考虑到剖面方向和构造基本垂直，反演中把视电阻率和相位曲线旋转到沿测线方向和垂直测线方向（即TM和TE极化）。

1.快速松弛反演（RRI）

快速松弛反演方法是MT快速反演的一个代表，该方法被广泛用于实际MT资料的处理中。目前它仍然是MT资料反演解释的主要方法之一。

（1）初始模型的形成:二维快速松弛反演的初始模型，可由一维反演结果通过三次样条插值形成拟二维剖面，或者根据已知的地质资料来给定，当然最简单地给法就是令其为均匀半空间。二维正演采用我们第二章实现的有限元方法。

（2）水平最平缓约束:由于RRI基于电磁场的垂向梯度一般远大于水平梯度所作的近似，可能会造成反演的迭代过程不稳定，甚至会导致反演失败。为此反演中引入了水平最平缓约束。

（3）迭代步长控制:在迭代过程中，如果只注重减小数据拟合差而忽视了逐步建立正确的二维构造，将导致非常粗糙的反演结果。因此，如何控制好迭代步长是一个很关键的问题。本项目现只做了如下简单控制：若某次迭代失败，则将模型参数修正式$\mathbf{m}=\mathbf{m}_0+\lambda_i\delta\mathbf{m}$中的系数$\lambda i$减半。

理论模型反演结果如下：

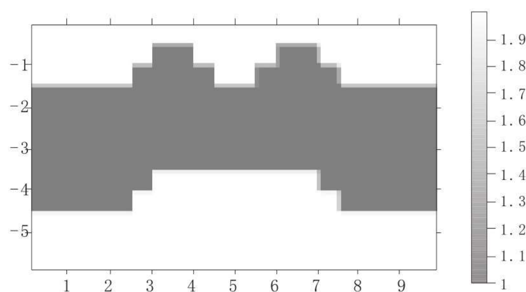


图2-25　理论模型

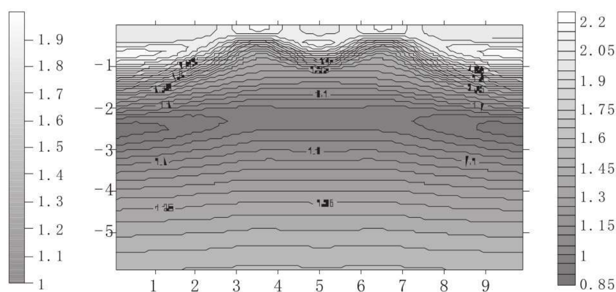


图2-26　Bostik一维反演结果

图2-19和图2-20为TE和TM模式的正演模拟结果。为检验算法对初始模型的依赖性，我们分别以Bostik一维反演结果（见图2-26）和均匀半空间（电阻率为100Ω·m）为初始

模型，进行了反演。前者的反演结果和目标函数收敛情况见图2-22和图2-24；后者的反演结果和目标函数收敛情况见图2-29和图2-30。由图可知，当给定的初始模型不同时，反演结果有较大的差别。前者对低阻构造有较好的反映，但对下界面的定位较差；而后者对地电模型有一个整体形态上的反映，但成像效果较差。

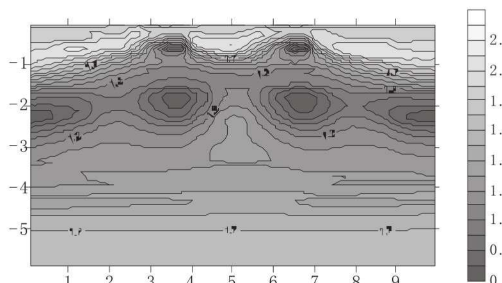


图2-27 RRI二维反演结果之一

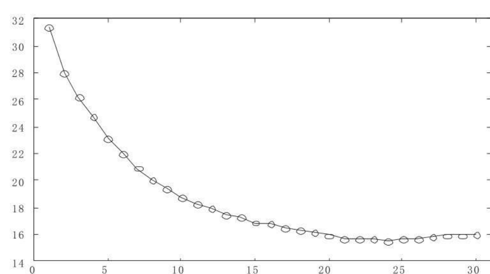


图2-28 反演结果之一的目标函数收敛曲线

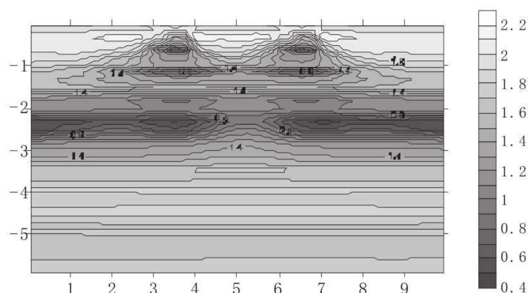


图2-29 RRI二维反演结果之二

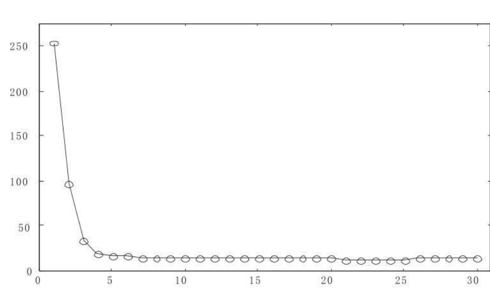


图2-30反演结果之二的目标函数收敛曲线

由此可知，RRI对初始模型有较大的依赖性，当给定的初始模型条件较好时，反演效果才能得到保证。由图2-26和图2-28（横坐标为迭代次数，纵坐标为目标函数值）可知，反演的迭代过程基本是稳定收敛的，这与在算法中引入了水平最平缓约束有关。

2.带地形的二维非线性共轭梯度（NLCG）反演

通过算法研究和对理论模拟试验结果的分析，OCCAM反演和NLCG反演的迭代过程都稳定收敛，它们的不同之处在于：①OCCAM反演对初始模型依赖程度小，成像效果良好；而NLCG反演则对初始模型依赖性较大，成像效果的优劣与给定的初始模型条件好坏密切相关；②OCCAM反演，由于其需要直接计算雅可比矩阵，每次迭代要调用很多次正演函数，因此反演速度非常慢；而NLCG反演，由于其利用了线性系统（即麦克斯韦方程组）的叠加原理和格林函数（点源场）的性质（特别是互易关系），策略性地实现了雅可比矩阵与一个向量乘积的整体计算，从而极大地提高了反演速度。综合这些分析可知，OCCAM反演和NLCG反演具有很好的互补性：在对初始模型的依赖性方面，OCCAM反演的优势可以弥补NLCG反演的缺点；而在反演速度方面，NLCG反演的优势则能弥补OCCAM反演的缺点。反演方案可以首先以OCCAM一维反演形成拟二维地电剖面，然后再用NLCG对此初始模型做二维反演。尽管简单，但实践证明这种改进方案非常有效。图2-31是对图2-32

所示理论模型正演数据的处理结果剖面图,其成像效果是很好的。最突出的,就是把背斜构造中的第二个低阻层分辨了出来;当然,对两个断块内电性分布的反映也很准确。

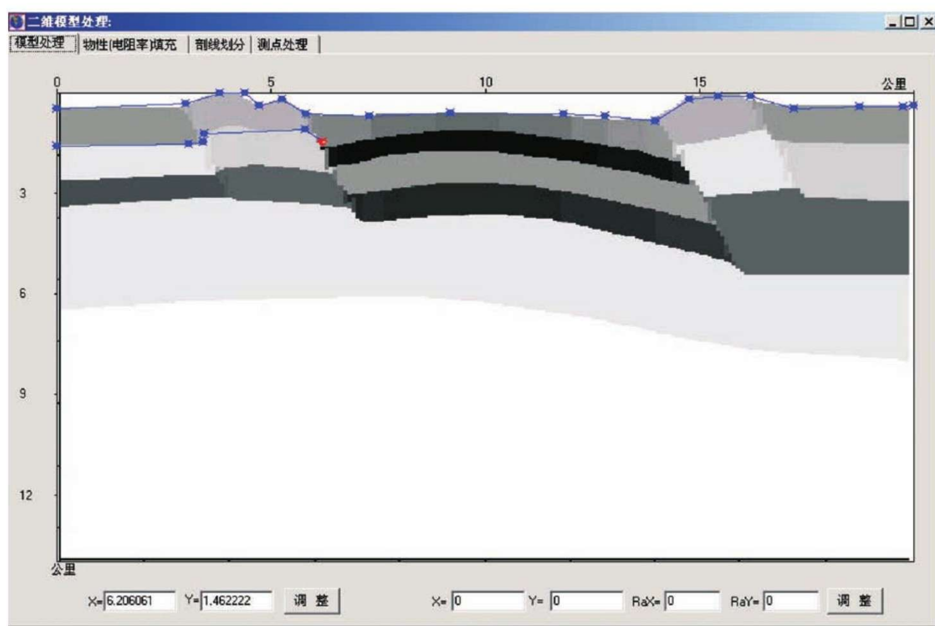


图 2-31 带地形的理论模型

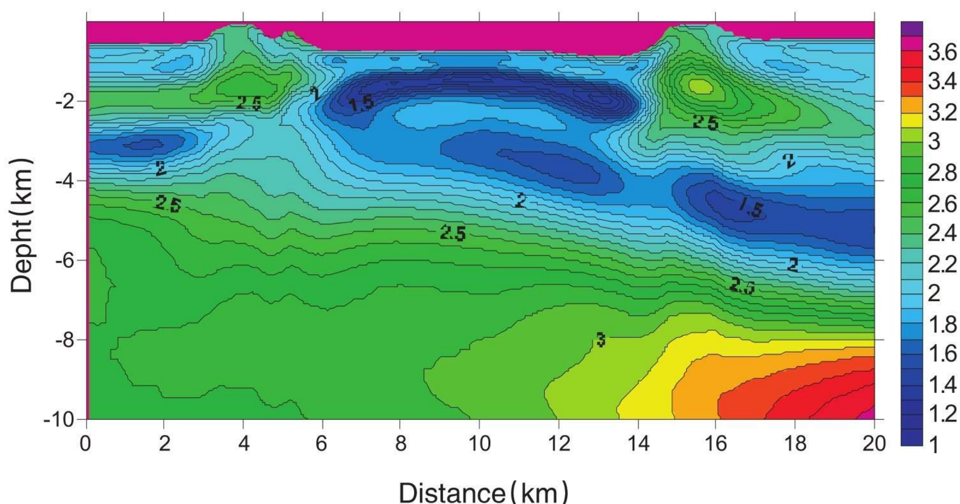


图 2-32 TE 模式二维反演结果

3.利用先验信息的电性参数约束反演

在某地区开展类 MT 法之前,往往已获得了较多地质、地球物理先验信息,为有效挖掘现有成果的潜在价值,尽可能提高资料解释准确性,我们开发研究了利用先验信息进行电性参数约束反演的精确解释方法。

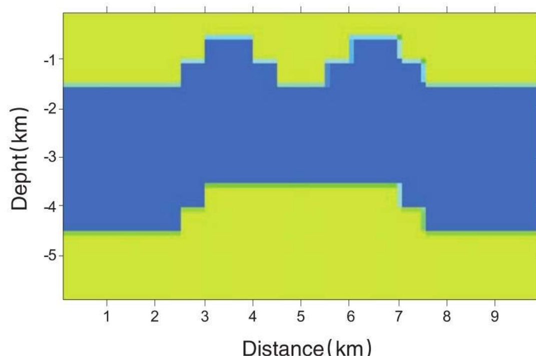


图2-33　理论模型

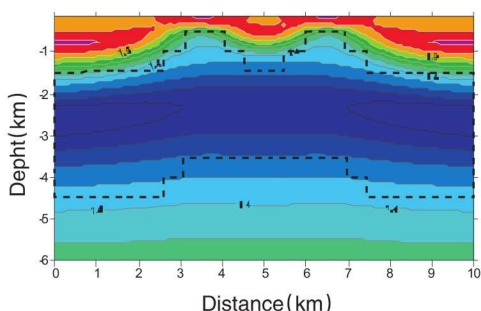


图2-34　TE模式视电阻率常规反演结果

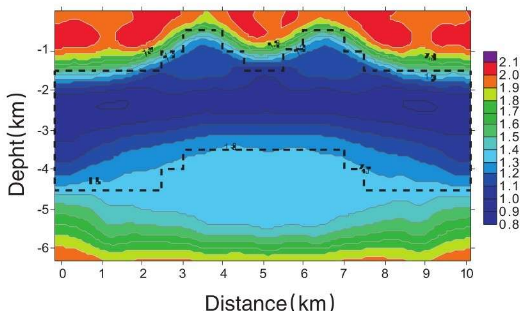


图2-35　TE模式视电阻率参数约束反演结果

电性参数约束反演的总体思想是将先验信息(包括地质、地球物理等前期成果资料)转换为类MT法所需要的电阻率分布先验地电模型,然后在常规的目标函数中加入先验地电模型作用项--即迭代过程中在已知电性分布的区域不断地向先验地电模型靠拢,基于该目标函数,推导出相应的迭代格式,便形成了利用先验信息的电性参数约束反演算法。下面是一个理论模拟试验的例子,图2-33是理论模型,图2-34是常规反演方法的成像结果,图2-35则是电性参数约束反演结果。由图可知,利用先验信息的约束反演成像效果明显优于常规反演方法。

4.大地电磁磁反射系数成像

在大地电磁测深理论中,层状介质中的大地电磁场通过一系列的计算和参量变换可以沿任意方向的正交测量轴分解为两个方向的线性偏振方程组(E偏振与H偏振),波阻抗为电场与磁场的比值取模,是与测量坐标的方位无关的标量。由于在水平均匀层状地电模型中存在不同的介质分别面,在介质分界面上电磁波可以分解为反射波和透过波。

以H偏振(Ex–Hy)方程组为例,利用水平层状介质模型的一维正演递推公式获得层电阻率ρ和复波数k。根据平面波在均匀介质中的传播方程,可以求得层状介质模型的地面波阻抗和磁反射系数:

$$\frac{\partial^2 H_y}{\partial z^2} - k^2 H_y = 0 \qquad \frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} - k^2 E_x = 0$$

可得任意一层中波动方程为：

$$\frac{\partial^2 H_y}{\partial z^2}-k_m^2 H_y=0 \qquad \frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2}-k_m^2 E_x=0$$

其中k_m为第m层复波数， $k_m=\sqrt{-i\omega\mu/\rho_m}$

$$E_x=E_i+E_r \quad H_x=H_i+H_r$$

波在第n层中传播并无反射界面，相应反射波 $E_r=0$ ，$H_r=0$

$$\frac{E_i}{H_i}=-i\omega\mu/k_m=-Z_{0m} \quad 与 \quad \frac{E_r}{H_r}=-i\omega\mu/k_m=-Z_{0m}$$

式子中的负号表示电磁波沿反方向传播。

若在层状介质中同时存在入射波和反射波，则波阻抗就不等于介质的特征阻抗，它的一般表达式为：

$$Z(z)=\frac{E_x}{H_y}=\frac{E_i+E_r}{H_i+H_r}=Z_{0m}\frac{H_i-H_r}{H_i+H_r}=Z_{0m}\frac{1-H_r/H_i}{1+H_r/H_i}$$

在$z=z_{m+1}$处有：

$$Z_{m+1}=Z_{0m}\frac{1-\frac{H_r'}{H_i'}}{1+\frac{H_r'}{H_i'}}=Z_{0m}\frac{1-L_{m+1}}{1+L_{m+1}}$$

可以得出：

$$L_{m+1}=\frac{Z_{0m}-Z_{m+1}}{Z_{0m}+Z_{m+1}}=\frac{H_r'}{H_i'}$$

磁反射系数的定义为：底界面处反射波H_r'和入射波H_i'之比。L_{m+1}表示第m层底界面的磁反射系数，电磁波在最底层介质中传播时并无反射界面存在，且假设其向下为均匀的，可得：$Z_n=Z_{0n}=-i\omega\mu/k_n$

按照上述方法提供了一个反射系数成像。即利用已经反演结果形成的分层特征波阻抗$Z0m$求出各层的磁（或电）反射系数，并采用相关拟地震的信息处理技术和成图技术，构成图的界面成像图。磁反射系数图相对比与电阻率剖面图，最大的优势在于该图具有明显的地层分层功能。

第三章　宁夏及邻区大地电磁测深进展

岩石圈与软流圈三维结构及其地球动力学是现代地球科学的前沿研究方向与核心科学问题之一。大地电磁测深是从地球内部导电性角度研究岩石圈与软流圈结构不可缺少的研究方法与手段,结合地震等其他地球物理方法、岩石地球化学探测与现代构造解析,能较准确地建立起岩石圈与软流圈的三维细结构。大地电磁测深方法不仅在建立岩石圈与软流圈三维结构、探讨地球动力学与地幔动力学等有重要的科学意义,而且在寻找深部矿产资源与能源勘查,以及天然地震研究、灾害与环境评价具有十分重要的实际意义。

宁夏大地构造位于柴达木-华北板块中南部,地处华北陆块、阿拉善微陆块和祁连早古生代交汇地区,是连接我国北方西部与东部不同大地构造单元的枢纽地区,也是我国地层、构造、地貌以及各种地球物理场的重要分界区域。在漫长的地质历史中,经历了多次不同方式的构造变动,加里东期基本奠定了宁夏大地构造格架雏形,但中-新生代强大的逆冲推覆构造显然是该地区构造面貌定型的主体变动方式,它们改造和重组了前期构造样式和地层关系,成为开展大陆动力学的理想场所。20世纪60年代至今,广大地质地球物理工作者在宁夏或青藏高原东北缘地区开展大量大地电磁测深工作,结合基础地质、地化等资料,开展了从单点数据到剖面数据的综合构造解译,并取得了较大突破。

第一节　一维大地磁测深成果

一、单点资料构造解析

青藏高原东北缘及其邻区的大地电磁(MT)测深是我国较早开展的一项深部探测方法,野外探测工作始于20世纪60年代,1970年原中国科学院兰州地球物理研究所组建大地电磁测深组以来,先后在我国南北地震带的北段和中段、甘肃河西走廊地区、青藏高原北缘地区开展了测深工作。1970~1979年共实施了大地电磁测深点49个(图3-1)。

经过各测点数据处理、数据分析以及各测点的视电阻率曲线的绘制和一维反演,获得如下测点地壳和上地幔构造的大地电磁解释[详见国家地震局《深部物探成果》编写组(1986)、国家地震局兰州地震大队大地电磁测深组(1976)、毛桐恩(1982)、林长佑(1982,1983)等作者的文章]。

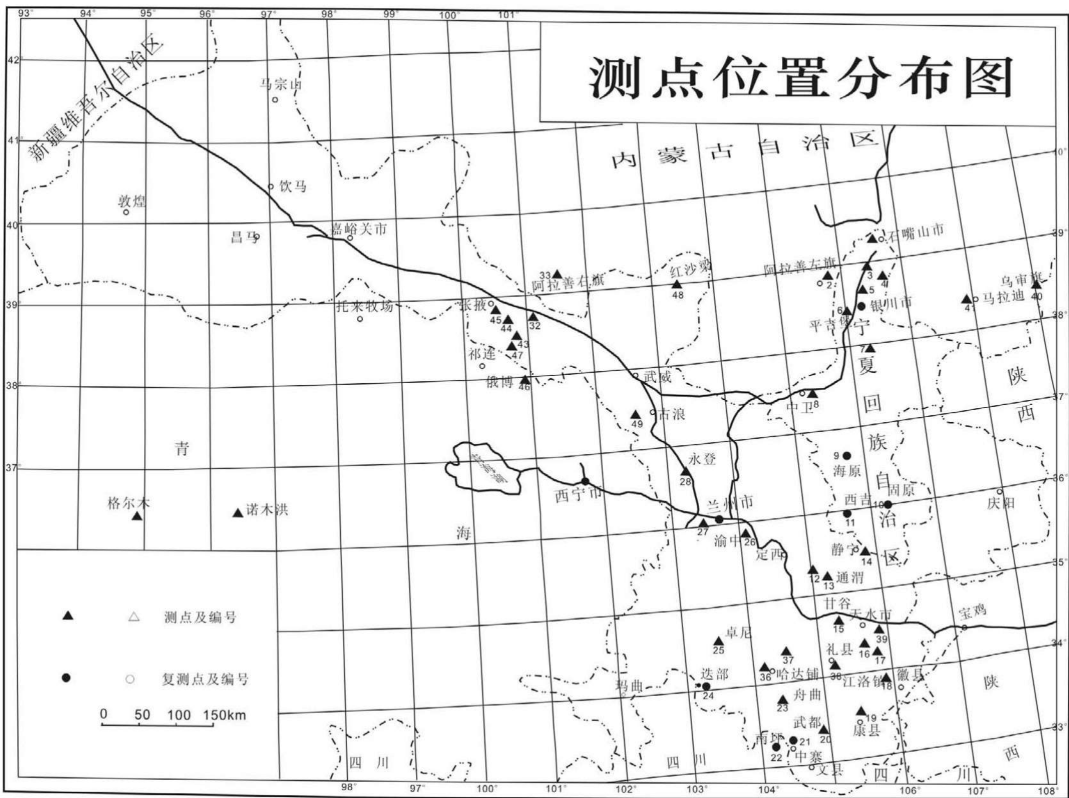


图 3-1　青藏高原东北缘及邻区大地电磁测点(1970~1979)分布
(据国家地震局《深部物探成果》编写组,1986)

1.南北地震带北段、中段地壳上地幔的电性结构特征

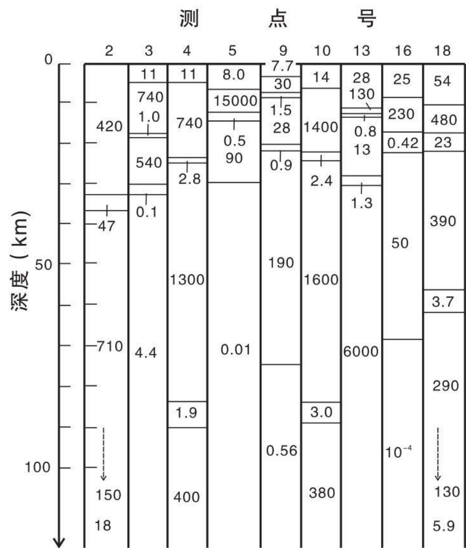


图 3-2　青藏高原东北缘部分测点地下电性分层剖面
(数字表示该层的电阻率,单位为Ω·m;据国家地震局《深部物探成果》编写组,1986)

（1）上地壳低阻层，该层大约位于10～15km深度（图3-2），它可能是沉积岩层底部与结晶基底顶部造成的一个破碎的含水带；

（2）地壳中部低阻层埋深20～30km（图3-2），视电阻率约数欧姆米，层厚通常在几公里之内，该层可能是高温造成的岩石热脱水反应的产物；

（3）上地幔第一低阻层，在地震带内埋深较浅，70～80km（图3-2），而在地震带两侧，埋深较大，形成原因可能是高温和局部熔融。

2.内蒙古、甘肃、宁夏某些地区的大地电磁测深结果

（1）内蒙古乌审旗地区测点40~41存在壳内低阻层，顶界面分别为32km和38km，上地幔第一低阻层顶界面埋深均为98km；

（2）宁夏西海固地区测点9,10,11地壳中部存在壳内低阻层，测点9壳内低阻层埋深约为24km，测点10壳内低阻层埋深为27～28km，测点11的壳内低阻层埋深为23～28km，上地幔第一低阻层埋深在85～89km之间；

（3）甘肃南部西秦岭构造带壳内低阻层埋深大体在25~30km，四川南坪测点22壳内低阻层埋深在30km，测点21~22上地幔第一低阻层埋深约130km。

3.甘肃河西走廊东部地区的大地电磁测深结果

河西走廊东部张掖-武威一带，地壳下部普遍存在一个低电阻率层位，低阻层顶界面埋深在45～55km，电阻率在1.2Ω·m～5.8Ω·m，层厚为2.4～5.3km；

4.银川裂谷地壳上地幔电性结构特征

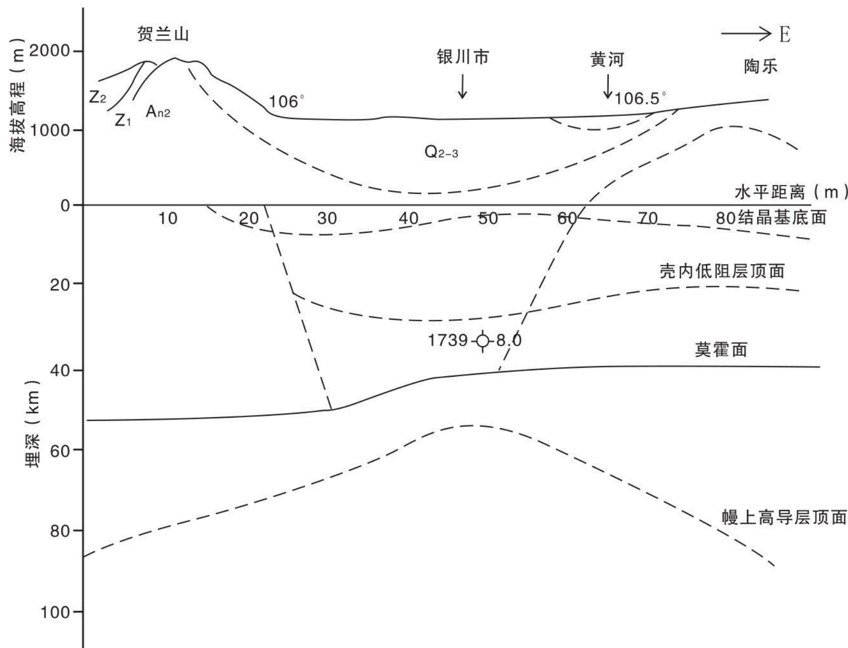


图3-3　银川断陷盆地地壳上地幔电性结构及其构造轮廓示意图

（据国家地震局《深部物探成果》编写组，1986）

银川至平罗一带存在北北东向的上地幔高导层顶面隆起，造成地壳变薄，而壳内高导层顶面在这一带下凹，据此可以给出银川地堑地壳上地幔构造轮廓的简略模型（图3-3）。

二、宁夏及邻区大地电磁测深剖面

从20世纪70年代至80年代末，青藏高原东北缘大地电磁测深以原有的测点为基础，实施了12条大地电磁测深剖面（表3-1），总长3960km，测点124个，对单点资料进行一维频-深转换，勾绘出了12条大地电磁测深剖面的拟二维电性结构特征图，初步探讨了青藏高原东北缘及邻区地壳上地幔的电性结构特征，每条大地电磁测深剖面电性结构特征简要介绍如下。

1.甘肃永昌-独青山大地电磁测深剖面

为研究金昌硫化铜镍矿床的深部电性结构，矿床成因和成矿规律，石应骏等（1995）布置了“甘肃永昌-金昌-独青山大地电磁测深剖面”（MT），全长120km，测点10个。对基于单点测深数据一维反演结果开展综合分析，获得如下认识：

（1）基底构造电性层：发现基底高阻电性层内部存在若干向南倾斜的低阻薄层，电阻率一般小于250Ω·m，厚度仅在100～200m（图3-4）。

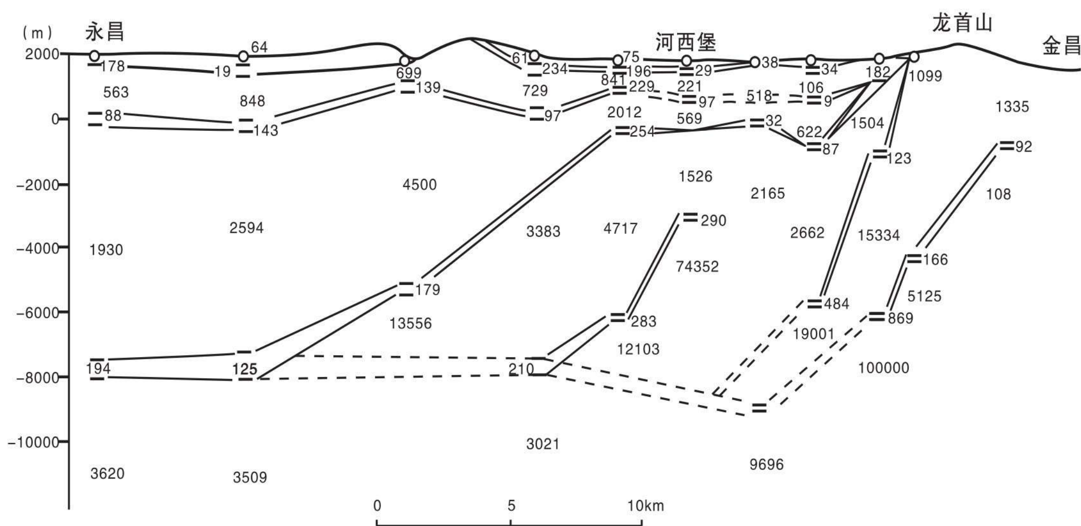


图3-4　甘肃永昌-金昌地区地电断面（石应骏等，1995）

（2）在该区埋深在10km以下，存在壳内低阻层，电阻率在120～210Ω·m之间，它可能是一个推覆构造的主滑脱面，根据深部电性结构特征确认，龙首山地区存在一个向北推覆的巨型复式推覆-滑脱构造。

表 3–1　青藏高原东北缘及邻区一维大地电磁测深剖面统计

测线名称	起止位置	测线长度（km）	测点	处理方法	发表日期	资料来源
甘肃永昌–独青山剖面	永昌，独青山	120	10	一维	1995	石应骏，等.甘肃永昌–独青山地电断面及其地质上的新发现[J].成都理工学院学报，1995,22(1):47~51
祁连山中段大地电磁剖面	俄博，拖来	400	8	一维	1994	张云琳，等. 祁连山中段深部电性结构及潜在震源危险区的研究[J]. 中国地震，1994, 10(1):62~71
平罗–乌审旗剖面	平罗，乌审旗	220	4	一维	1988	引自：郭守年·南北地震带北段地壳上地幔电性结构及有关资料问题的讨论
阿拉善左旗–靖边剖面	阿拉善左旗，靖边	300	8	一维	1992	上海奉贤至内蒙古阿拉善左旗地学断面（说明书）
景泰–定边剖面	景泰（魏家台），定边	300	13	一维	1996–1998	屈建鹏，鄂尔多斯地块西缘定边–景泰地壳和上地幔电性结构分析[J]西北地震学报，1998,20(2):70~75
永靖–庆阳剖面	永靖（刘家峡），庆阳（安家寺）	400	9	一维	1988	张云琳，鄂尔多斯块体西南缘的大地电磁测深[J].华北地震科学，1988, 6(3):32~44
甘谷–陇县剖面	礼辛，溢水	170	6	一维	1995	刘宝勤，等. 天水地区大地电磁测量及深部电性结构[J]. 西北地震学报，1995, 17(4):70~78
迭部–徽县剖面	白云，江洛	240	6	一维	1988	林长佑，等. 论中国西北某些地区的高导电层及地震区划的深部电性指标[J]. 地震学报，1988, 10(1):66~76
甘谷–徽县剖面	礼辛，麻沿河	130	7	一维	1995	刘宝勤，等. 天水地区大地电磁测量及深部电性结构[J]. 西北地震学报，1995, 17(4):70~78
石嘴山–康县剖面	石嘴山，康县	650	17	一维	1976	引自：郭守年，南北地震带北段地壳上地幔电性结构及有关资料问题的讨论
甘德–民乐剖面	甘德，民乐	630	38	一维	1993	赵金水等
玛多–大河坝剖面	玛多，大河坝	400			1990	四川省地矿局

2.祁连山中段大地电磁测深剖面

为研究祁连山中段天然地震的深部电性结构，张云琳等（1994年）在该区实施了长约400km的大地电磁测深剖面（MT），测点8个（图3-5）。

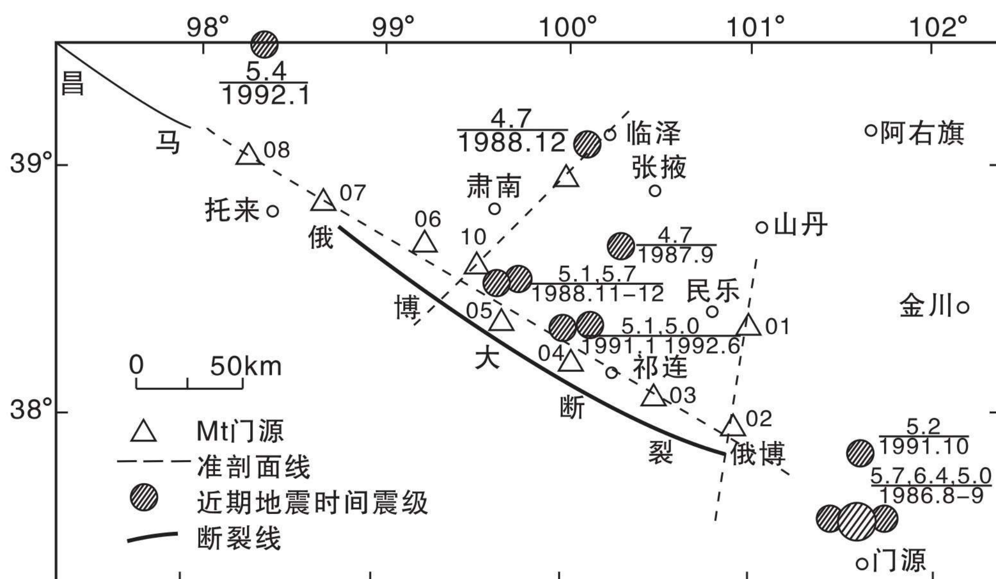


图3-5 祁连山中段MT准剖面测点分布及近期地震示意图（张云琳等，1994）

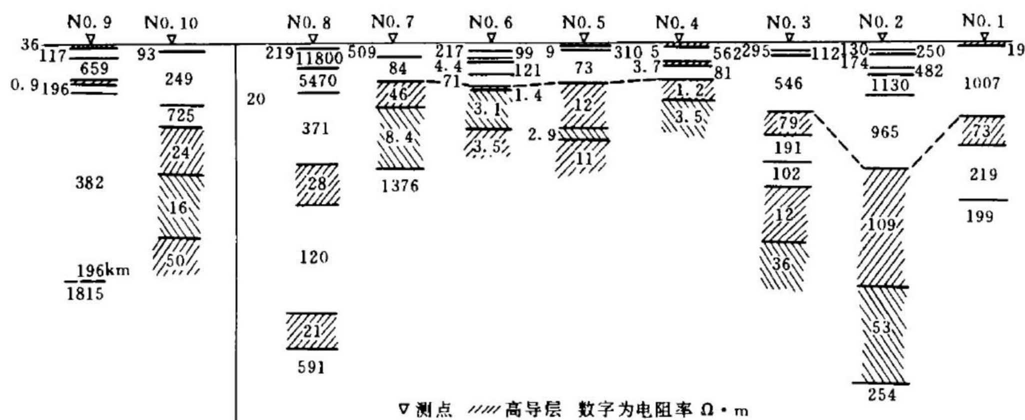


图3-6 祁连山中段拟二维电性结构剖面（张云琳等，1994）

（1）该区具有连续性较好的区域性电性结构，地壳内电性层高阻-低阻-高阻交替变化（图3-6）。

（2）测点4~7，形成一个极为发育的壳内高导层连续地段，电阻率仅为数欧姆米，高导层的顶界面对应着大陆多震层底部，已发生强震的震源参数证明，其震源深度正是高导层顶部深度。

3.平罗–乌审旗大地电磁测深剖面

该剖面由据国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组于1988年完成，剖面全长220km，测点4个（图3–7），反演结果见图3–8。

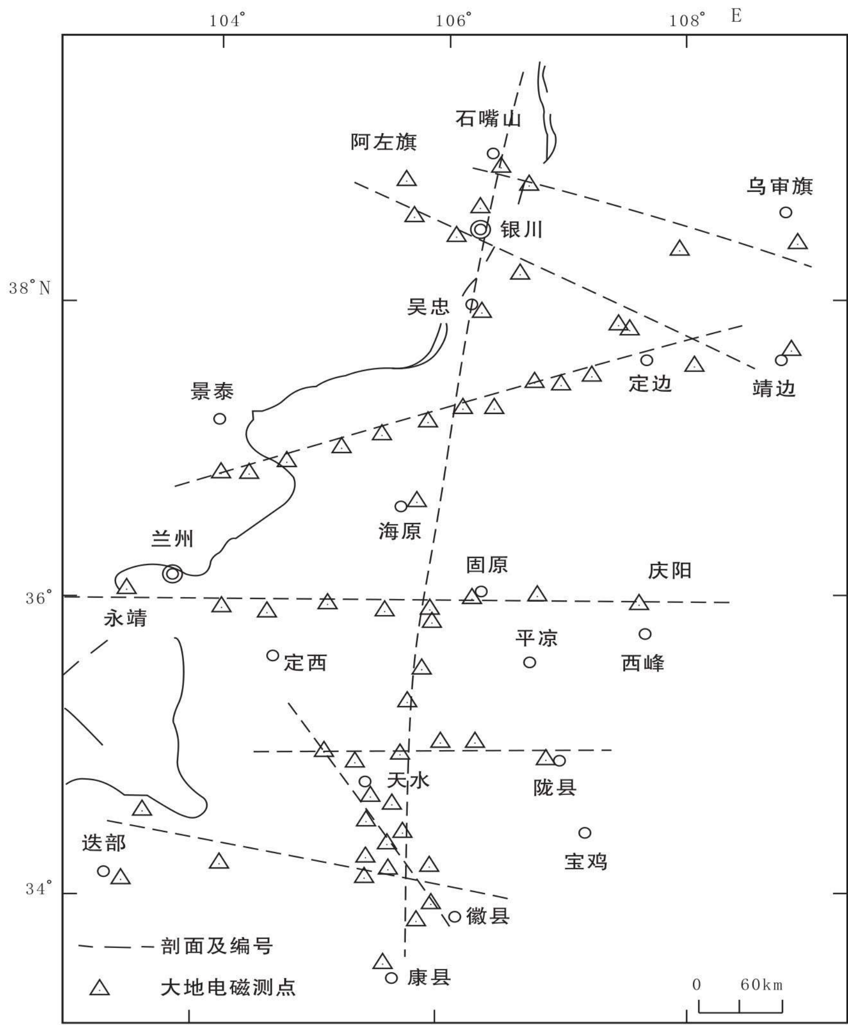


图3–7 平罗–乌审旗大地电磁测深剖面及测点分布

（《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组，1988）

（1）平罗测点壳内低阻层顶面埋深较浅，约为12km，厚度可达20km，陶乐测点低阻层顶面埋深27km，厚度仅5km。

（2）乌审旗和马拉迪两个测点地壳下部低阻层顶面埋深20km，顶面埋深约42km，大体地面与莫霍面相当。

（3）银川裂谷上地幔第一高导层地面埋深64km，鄂尔多斯地块上地幔第一高导层顶面埋深87km（图3–8）。

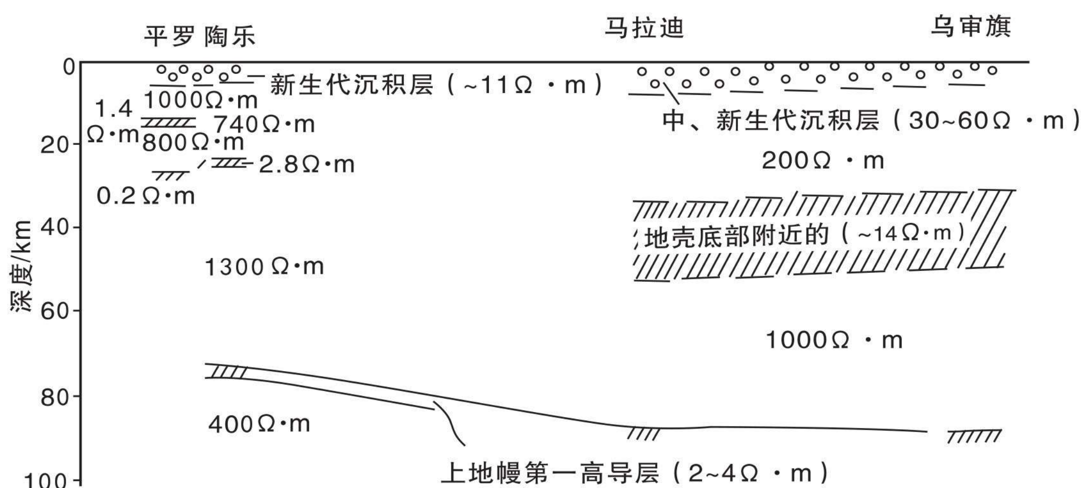


图3-8 平罗-乌审旗拟二维电性结构剖面图

（《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组，1988）

4.阿拉善左旗-靖边剖面

该剖面是国家地震局地学断面委员会于1992年完成的上海奉贤-内蒙古阿拉善左旗地学断面的一部分，剖面全长约300km，测点8个，拟二维电性结构剖面见图3-9所示。

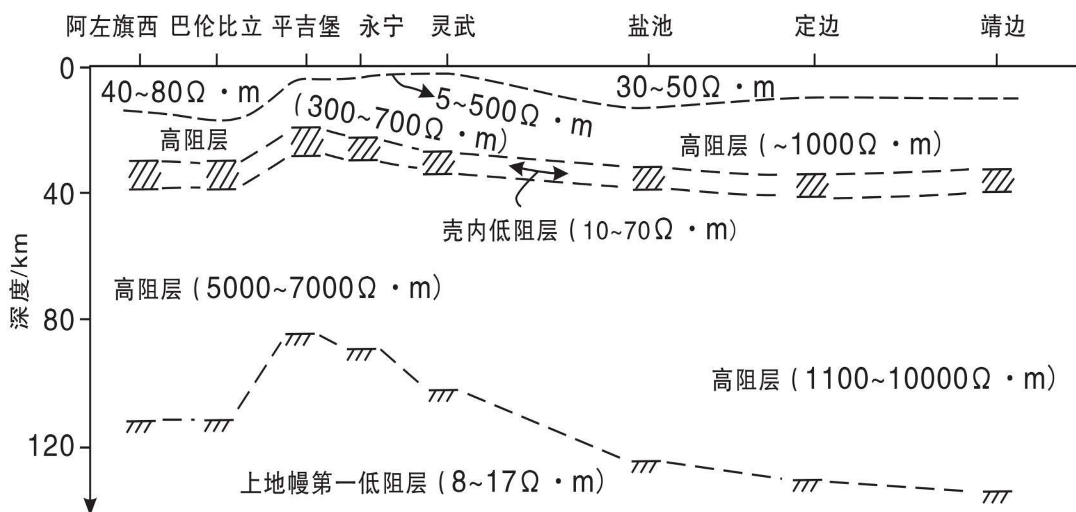


图3-9 阿左旗-靖边剖面电性结构（国家地震局地学断面委员会，1992）

靖边、定边和盐池3个测点位于鄂尔多斯地块内，地壳上地幔电性结构比较一致，与剖面9乌审旗、马拉迪测点大体相同。

永宁和平吉堡测点位于银川裂谷内，壳内低阻层顶面埋深19～22km，地面埋深25～29km，它可能是岩石相变脱水和部分熔融的产物（林长佑，1992）。

上地幔第一低阻层顶面埋深为85～89km，与鄂尔多斯地块该层地面埋深123~131km相比，明显呈强烈上升的趋势，与深地震测深解释的莫霍面上隆一致（国家地震局地学断

面委员会,1992)。

阿拉善地块内的电性结构与鄂尔多斯地块电性结构相似。

5.景泰–定边剖面

该剖面由屈健鹏等(1996,1998)完成数据采集及解释,该剖面全长约300km,测点13个,平均点距25km,拟二维电性结构剖面见图3–10所示。

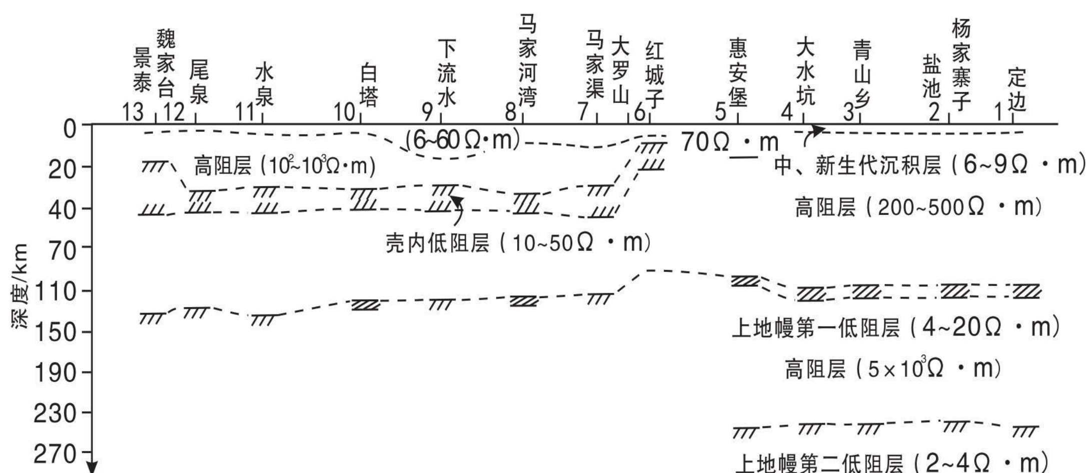


图3–10　景泰–定边剖面电性结构(屈健鹏等,1996,1998)

(1)定边至惠安堡属于鄂尔多斯推覆构造带,电性结构都比较相似,未发现壳内低阻层,上地幔第一高导层在140~150km,电阻率4~20Ω·m,上地幔第二高导层约在230km左右,电阻率在2~4Ω·m。

(2)惠安堡至马家渠之间,上地幔第一高导层顶面埋深较浅,约在110km,仅在大罗山以西发现壳内低阻层。

(3)马家渠以西的河西走廊壳内低阻层普遍发育,近水平延伸,到景泰顶面埋深变浅,约17km,底面埋深55km,壳内低阻层突然增厚。上地幔第一高导层顶面埋深由东向西逐渐变深,马家渠测点该层埋深115km,水泉测点该层埋深达136km。

6.永靖–庆阳剖面

该剖面由张云琳等(1988)完成处理解释,剖面全长约40km,测点9个,拟二维电性结构剖面见图3–11所示。

(1)剖面东侧两个测点位于鄂尔多斯地块西缘,草庙测点壳内低阻层顶面埋深43km,位于莫霍面附近,上地幔第一高导层83~87km。

(2)固原城关、西吉硝河和蒙宣3个测点电性结构比较一致,壳内低阻层顶面埋深28~34km,厚1~3km,它位于地壳下部,在蒙宣测点地壳中上部存在一低速层,其顶面埋深12km,厚约5km。

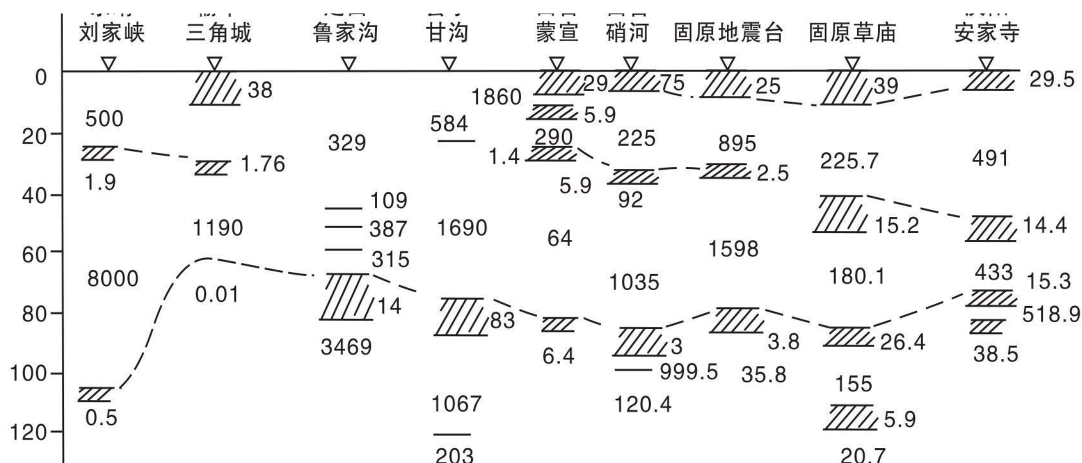


图3-11　永靖-庆阳剖面电性结构(张云琳等,1988)

(3)甘沟、鲁家沟测点缺少壳内低阻层,这可能是地壳刚性比较强,在挤压作用下,能量可以高度集中,在其边界形成强烈的地震。

(4)榆中三角城测点存在壳内低阻层,顶面埋深25km左右,电阻率1.76Ω·m,上地幔第一高导层,顶面埋深仅64km,而向西的刘家峡测点相应层位顶面埋深突然增加到107km。

7.甘谷-陇县剖面

甘谷-陇县剖面由刘宝勤等(1995)完成处理解释,该剖面全长约170km,测点6个,拟二维电性结构剖面见图3-12所示。

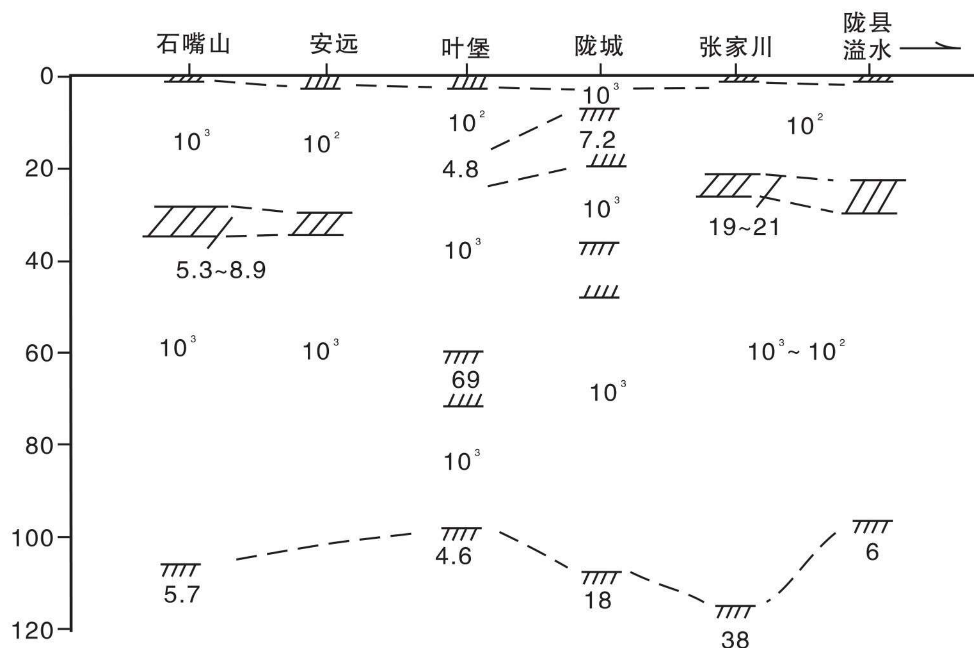


图3-12　甘谷-陇县剖面电性结构(刘宝勤等,1995)

（1）温水和张家川测点位于鄂尔多斯西南缘，均存在壳内低阻层，顶面埋深20～21km，上地幔第一高导层，顶面埋深在95～105km之间。

（2）陇城、叶堡测点存在壳内低阻层，由东向西逐渐加深，陇城测点该层顶面埋深约7km，叶城测点该层顶面埋深约15km，陇城测点在莫霍面附近存在低阻层，顶面埋深在40km左右，电阻率11Ω·m。上地幔第一高导层埋深在100～110km，电阻率4.6～18Ω·m。

（3）安远、甘谷两个测点壳内低阻层顶面埋深27～28km。

（4）整个剖面上地幔第一低阻层顶面埋深显示出波浪起伏状态。

8.迭部–徽县剖面

迭部白云–徽县江洛剖面由林长佑（1988）完成处理解释，全长约240km，测点6个，拟二维电性结构剖面见图3–13所示。

（1）壳内低阻层普遍发育，而且上中下地壳均存在低阻层，西部三个测点壳内低阻层发育在地壳中部，深约30km；剖面东端两个测点地壳上部10～12km和下部14～15km分别存在壳内低阻层；剖面中部还存在地壳上部的低阻层。

（2）上地幔第一低阻层在礼县、石桥和天水镇一带明显上隆，其地面埋深最浅处约67km，向东西两侧逐渐加深，到西端迭部测点该层埋深达160km。

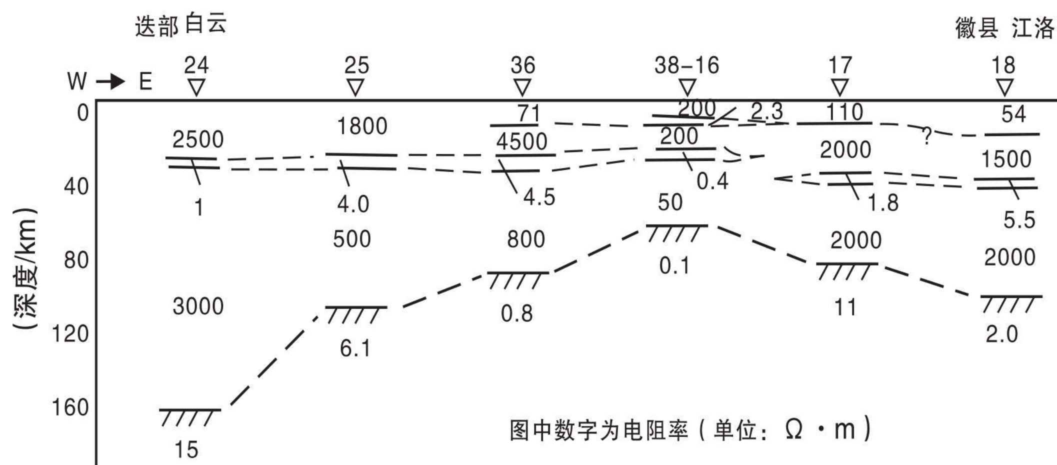


图3–13　迭部白云–徽县江洛剖面电性结构（林长佑，1988）

9.甘谷–徽县剖面

甘谷–徽县剖面全场约130km，测点7个，由刘宝勤等（1995）完成处理解释，拟二维电性结构剖面见图3–14所示。

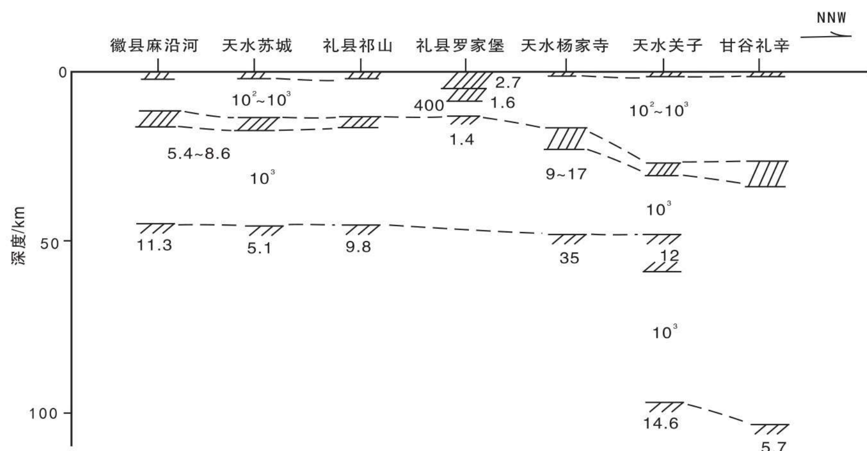


图 3-14　甘谷-徽县剖面电性结构(刘宝勤等,1995)

(1)徽县至礼县三个测点电性结构相似,壳内低阻层顶面埋深在15km左右,电阻率5.4～8.6Ω·m,在深度48km左右还存在壳幔过渡带低阻层,电阻率5.1Ω·m～11.3Ω·m,未测到上地幔第一高导层。

(2)罗家堡测点以北3个测点壳内低阻层埋深逐渐加大,从13km逐渐增大到27km,上地幔第一高导层埋深在110～120km,电阻率5.7Ω·m～14.6Ω·m。

(3)罗家堡测点与上述测点的壳幔电性结构有很大的差异,该测点地壳表层至8km电阻率均很低,仅1.6Ω·m～2.7Ω·m,中上地壳有低阻层分布,电阻率为1.6Ω·m,未测到该点的上地幔第一高导层。罗家堡地区在1654年曾发生过8级大地震,可能与该特殊电性结构有关。

10.石嘴山-康县剖面

该剖面全长约650km,测点17个,郭守年等(1999)完成处理解释,拟二维电性结构剖面见图3-15所示。

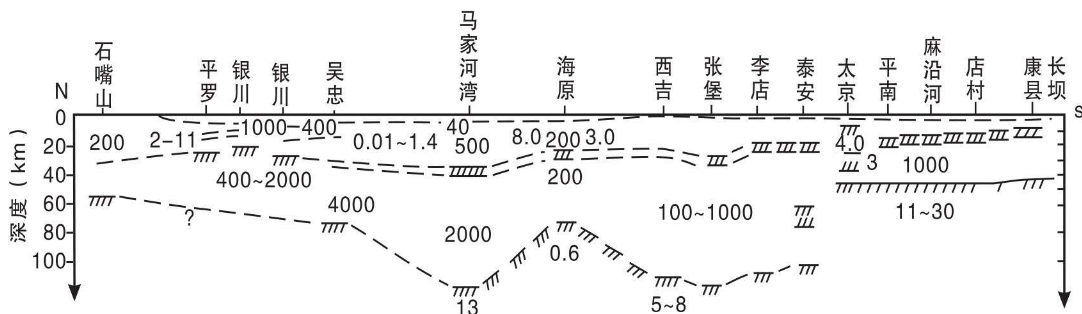


图 3-15　石嘴山-康县剖面电性结构(郭守年等,1999)

(1)从石嘴山至吴忠5个测点地壳上部低阻层顶面埋深9～14km,电阻率0.1Ω·m～1.5Ω·m,中地壳低阻层顶面埋深23～35km,电阻率0.1Ω·m～0.3Ω·m,上地幔第一高导层地面埋深为60～80km。

(2)海原测点地壳上部和中部低阻层有上隆的趋势,上地幔第一高导层埋深为74km左右。

(3)西吉到泰安测点电性结构基本相同,壳内低阻层和上地幔第一高导层连续分布,壳幔过渡带在泰安测点有所显示。

(4)泰安以南至康县5个测点电性结构相似。

11.甘德-民乐剖面

甘德-民乐剖面由赵金水等(1993年)完成,剖面长630km,测点38个,横跨东昆仑构造带、西秦岭构造带、祁连山构造带等。该剖面由地矿部投资实施,但未收集到大地电磁测深剖面。

12.玛多-大河坝剖面

玛多-大河坝剖面由四川省地矿局(1990)完成,剖面长400km,横跨东昆仑构造带、西秦岭构造带、南祁连构造带等。由地矿部投资,四川省地矿局物探队实施,但未收集到大地电磁测深剖面。

三、区域大地电磁测深

1.格尔木-额济纳旗地学断面大地电磁剖面

该剖面得到国家自然科学基金委和地质矿产部共同资助完成,由朱仁学等(1995)完成处理解释。剖面长约900km,测点28个(图3-16),一维大地电磁测深资料解释成果见图3-17。

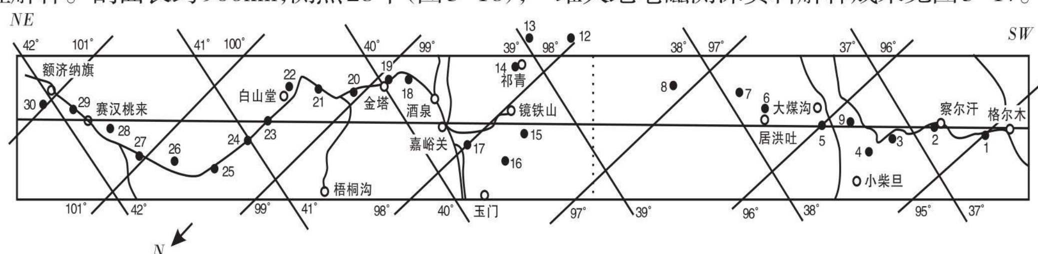


图3-16　格尔木-额济纳旗地学断面MT点位布置图(朱仁学等,1995)

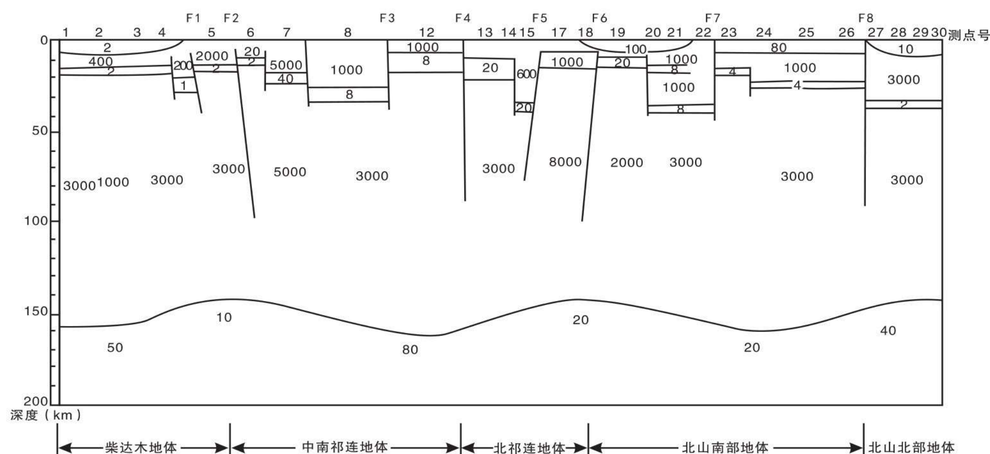


图3-17　额济纳旗-格尔木剖面大地电磁成果解释(朱仁学等,1995)

（1）根据电性分布特征，整个剖面可划分为5个地体，自南而北依次为：柴达木地体、中祁连地体、北祁连地体、北山南部地体和北山北部地体；

（2）从纵向上可分出5个主要电性层：地表覆盖层、上地壳高阻层、壳内低阻层、下地壳和上地幔顶部高阻层、软流圈低阻层；

（3）壳内低阻高导层埋深大致在5～30km之间，厚度3～5km，电阻率2Ω·m～20Ω·m；

（4）岩石圈厚度在145～155km之间，岩石圈下部视电阻率一般在1000Ω·m～1500Ω·m。

（5）软流圈顶界面形状呈“三凹三凸”，柴达木盆地、河西走廊、北山北部属软流圈顶面隆起，软流圈顶部视电阻率在10Ω·m～80Ω·m。

2.青海门源至福建宁德地学断面门源-金堆城大地电磁剖面

该剖面长约860km，测点15个（林长佑等，1985；兰州地震研究所，1987；张云琳等，1988）。国家地震局地学断面编委会1992年根据断面的需要对资料进行了重新处理和分析。主要成果见永靖-庆阳剖面。

（1）在中祁连构造内，在42km深处的下地壳内存在电阻率为9.4Ω·m的低阻层。

（2）黄河两岸附近，在深30km左右深处，有4个测点发现2Ω·m～9Ω·m的低阻层，厚约3～5km，基本与地震测深确定的低速层吻合。

（3）西吉至平凉之间，5个大地电磁测点观测到在上地壳底部有低阻层的存在，电阻率在1Ω·m～60Ω·m之间。

（4）剖面西部的门源测点之下，上地幔第一高导层顶面埋深在100km左右，到六盘山之下减小到80km左右，说明六盘山下的岩石圈有20km的隆起。

（5）根据大地电磁及其地质、地球物理综合分析，认为六盘山存在一系列的逆冲推覆构造（图3-18）。1920年海原8.5级大地震时六盘山主断裂活动的结果，震源处在上地壳底部和中地壳层面附近。

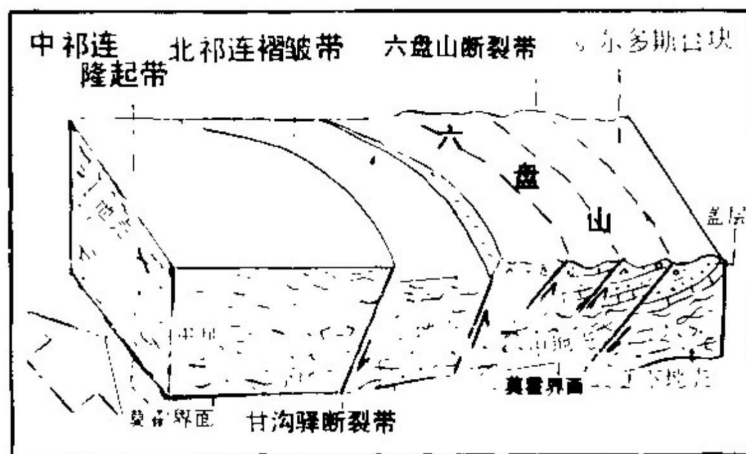


图3-18　模型：六盘山一系列逆冲断层形成机制

3.上海奉贤–阿拉善左旗地学断面临汾–阿拉善左旗大地电磁剖面

观测剖面长690km，测点15个，平均点距15～25km（国家地震局地质所；国家地震局地学断面编委会，1992）。剖面电性结构特征如下：

（1）地壳上地幔具有复杂的电性层状结构：地表地壳表层高导层，电阻率从几欧姆米到几十欧姆米，该层主要为新生代沉积层；地壳上部中等程度高导层，电阻率为几十欧姆米，该层相当于中生代白垩–三叠系底层；地壳上部高阻层，电阻率102Ω·m～103Ω·m，相当于结晶基底及花岗岩层；壳内低阻层，电阻率为几至几十欧姆米，厚数公里，埋深14～30km；下地壳下部至上地幔顶部高阻层，电阻率103Ω·m～104Ω·m，厚度在50～100km；上地幔高导层，电阻率很低，一般为几到十几欧姆米，它可能是局部熔融引起的。

（2）地壳上地幔电性结构横向变化大，鄂尔多斯西缘壳内低阻层埋深在29.67～31.7km，鄂尔多斯地块内壳内低阻层埋深较大。

（3）银川裂谷上地幔第一高导层埋深在85km左右，鄂尔多斯地块西缘上地幔第一高导层在123～127.5km，阿拉善地块上地幔第一高导层埋藏较深。

第二节　二维大地电磁测深成果

实际上，大地构造往往是二维构造或者三维构造，以往，计算机的存储空间小，计算速度慢，大大限制了对资料的处理能力，只能用一维的反演方法对二维问题的每个测点单独反演，把反演后的结果直接或通过插值得到二维解释断面，这样反演的弊病在于把每个测点下的介质都看做是层状构造，忽略了相邻测点的相关性，因而在电性分界面附近，会造成较大的误差。随着计算机技术的发展，从20世纪90年代至21世纪初，中国地震局地质研究所和中国地质大学等单位在青藏高原东北缘及其邻区实施了15条二维大地电磁测深剖面探测。现将探测结果简要介绍如下。

一、南北向大地电磁测深剖面

1.乐都–白马岗剖面

为了探测1927年5月23日发生的古浪8.0级大地震及周边大地电磁结构特征，詹艳等（2008）实施了乐都–白马岗大地电磁测深剖面，该剖面全长约340km，测点16个（图3–19）。二维反演结果见图3–20。

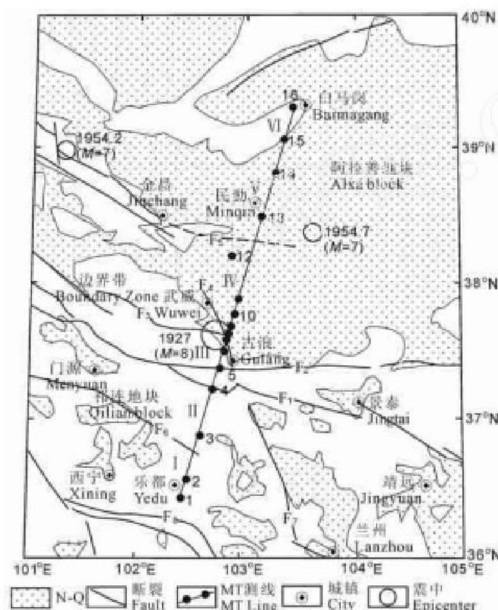


图3-19　古浪地震区构造简图和大地电磁测点布置图(詹艳等,2008)

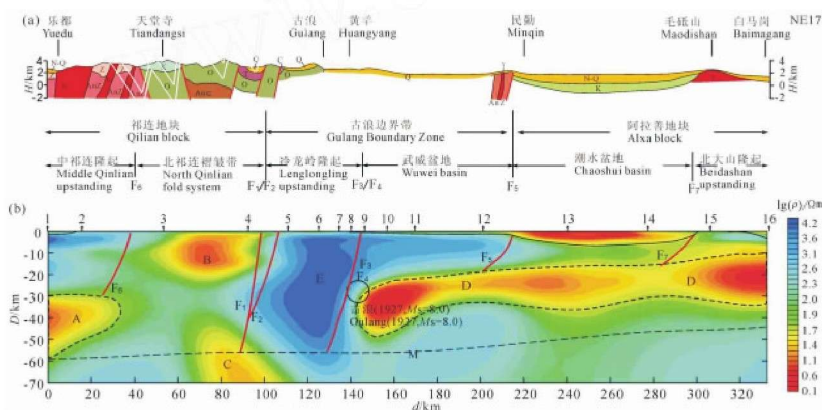


图3-20　地质剖面(a)和二维电性结构(b)(詹艳等,2008)

(1)电性结构揭示出5条断裂深部延伸状况和规模。5条断裂分别为:海原断裂(F1)、大通山-大坂山断裂(F6)、皇城-双塔断裂(F3)、武都-天祝断裂(F4)、龙首山断裂(F5)和北大山断裂(F5)都表现为倾向南南西,断裂带的规模以此由南向北减弱,并收敛于壳内低阻层上。

(2)剖面北段阿拉善地块地壳电性成层性较好,存在向西南深、东北浅的壳内低阻层;在北祁连褶皱带和冷龙岭隆起地壳电性结构不具成层性。

(3)在冷龙岭隆起构造深部存在楔形的高阻块体,楔形体尖端指向青藏高原。詹艳(2008)将这一构造形态称为“鼻烟壶”状的高阻块体。

(4)1927年8.0级大地震震源的上方为高电阻率区,下方为低电阻率区,古浪地震位于深部“断坡”上,詹艳(2008)认为它是一次与“断坡”作用有关的地震。

2.合作–大井剖面

金胜等(2010)完成的合作–大井剖面作为华南大地电磁测深剖面,该剖面全长约400km,测点70个(其中长周期测点18个),平均点距5km(图3–21),二维反演结果见图3–22。

(1)剖面二维电性结构模型可划分为4个电性结构带与地表自北向南的河西走廊构造带、北祁连地块、中祁连地块以及西秦岭地块4个构造单元基本一致(金胜,2011)。

(2)地表的主要断裂如西秦岭北缘断裂、北祁连南缘断裂、海原断裂在电性结构上均有明显的表现,均表现为电性梯度带和低阻异常带。

(3)整个剖面电性结构显示为明显的纵向分层、横向分块的特点,中下地壳普遍存在高导层(金胜,2011)。蔡学林等(2012)根据该剖面电性率模型分析认为高阻块体在剖面上呈“碎块状”结构和“碎块状”分布,这可能是该区强震发生的深部电性结构背景之一。

(4)西秦岭北缘断裂作为大型板块边界在其附近没有明显的逆冲或俯冲的痕迹,可能主要以左行走滑为主。北祁连与河西走廊过渡带的壳内低阻层呈明显向南倾的形态,可能是北祁连向北仰冲与阿拉善地块向南俯冲的电性痕迹。

(5)壳内低阻高导层在不同的地段,其成因有很大的差别:北祁连与河西走廊过渡带内的低阻高导层可能是板块俯冲或仰冲的构造运动痕迹,并由剖随带内的流体引起;中祁连地块内的壳内低阻高导层可能是含盐水流体引起的;西秦岭构造带内的壳内高导层可能是部分熔融与含盐流体共同作用的结果。

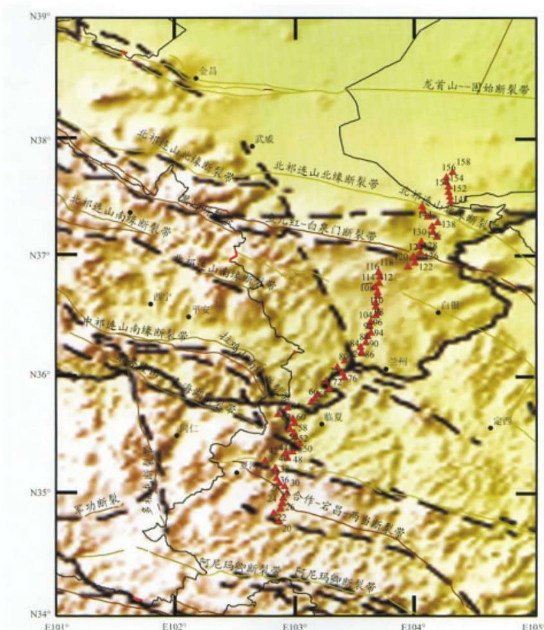


图3–21　西秦岭造山带大地电磁测深剖面位置示意(金胜等,2010)

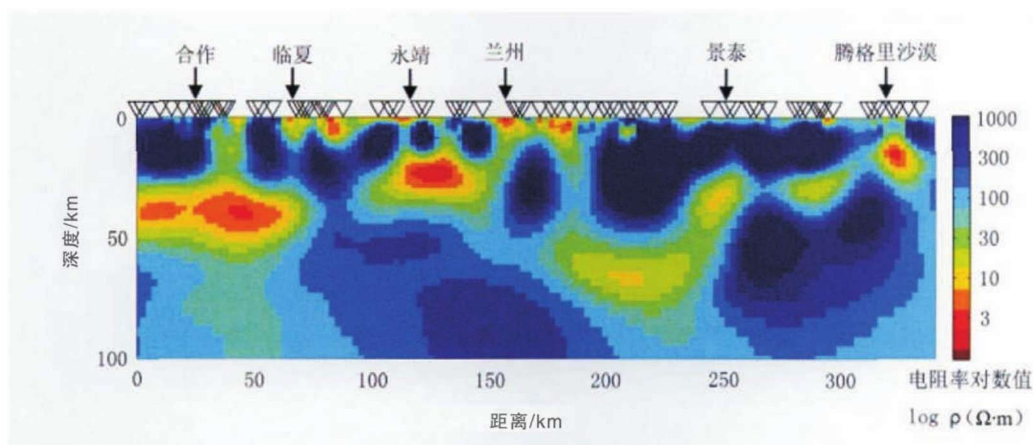


图3-22　西秦岭合作至大井大地电磁剖面二维反演电阻率模型(金胜等,2010,2011)

二、东西向大地电磁测深剖面

1.查干池-银川-五湖洞剖面

查干池-银川-五湖洞剖面由王鑫等(2010)完成,该剖面长约200km,测点67个(图2-23),该剖面二维反演获得的电性结构特征如图3-24图示。

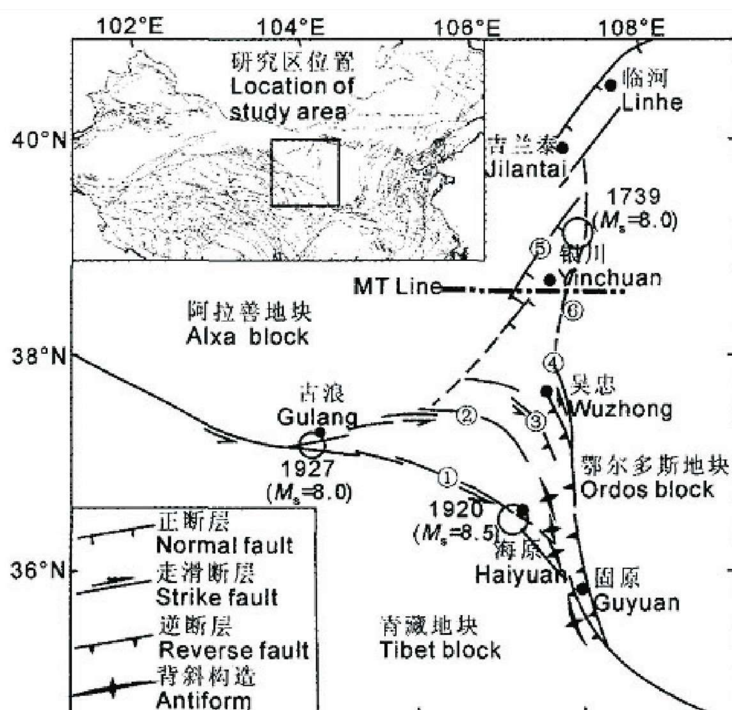


图3-23　青藏高原东北缘构造区和MT测点位置示意(王鑫等,2010)

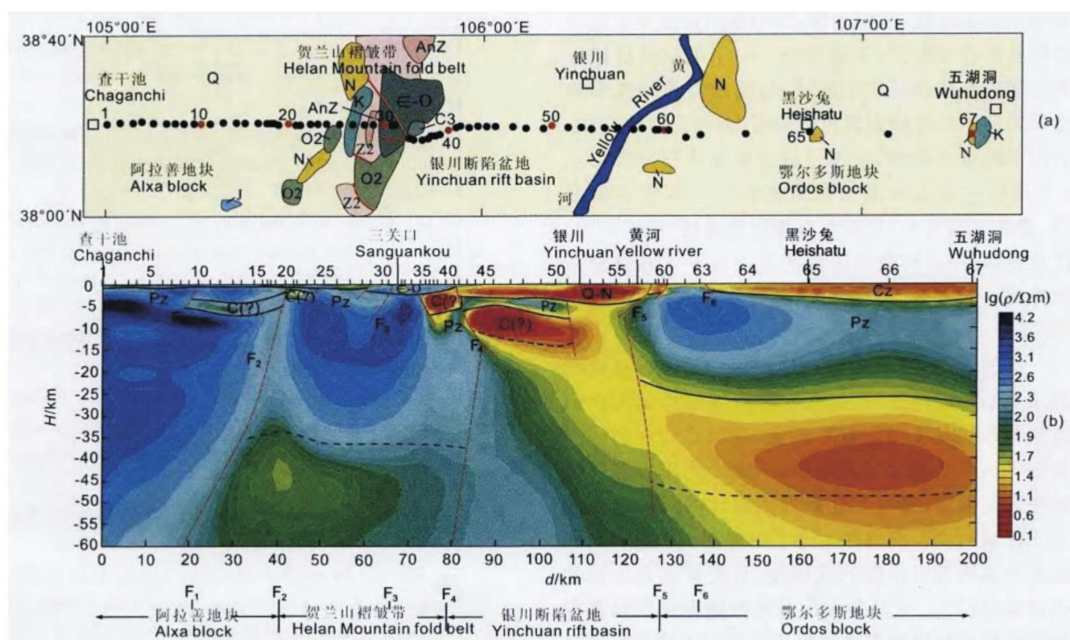


图 3-24　查干池-银川-五湖洞地质构造和二维电性结构(王鑫等,2010)

(1)根据电性结构特征,查干池断裂(F2)为隐伏断裂,向西倾斜,延伸比较大;贺兰山东麓断裂(F4)浅部向东倾斜,深部较陡立,为银川断陷盆地的西部边界;黄河断裂(F5)浅部向西倾斜,深部较陡立,为银川断陷盆地的东部边界;在贺兰山褶皱带内发育的三关口断裂(F3)倾向西,深部延伸不大。

(2)根据电性结构特征可划分为:阿拉善地块、贺兰山褶皱带、银川断陷盆地和鄂尔多斯地块。阿拉善地块内除地壳表层显示为低阻带,以下至50km左右均表现为高阻块体;贺兰山构造带浅部电性结构比较复杂,电阻率高低相间,40km以下为相对低阻块体;银川盆地具有上宽下窄,最深约8km的低阻层,它可能是巨厚的新生代沉积层;鄂尔多斯地块深部具有明显的低阻-高阻-低阻三层电性结构特征,成层性明显。

(3)阿拉善地块整体表现为高阻块体,壳内低阻层不发育,与甘肃武威以北的阿拉善地块具有很好的成层性的电性结构(图3-24)有较大的差异。本剖面的东段鄂尔多斯地块电性结构亦具有明显的低-高-低三层电性结构。

2.宁夏及邻区系列大地电磁剖面

中国地震局赵国泽、詹艳等(2008)在国家自然科学基金项目、"973"项目等支持下完成了横跨宁夏主要断裂的系列剖面,E剖面平均点距5~10km,其余剖面的点距都在20km以上,在主要构造单元边界处点距相对较密。

(1)海原弧形构造带在平面上呈现北西撒开、南东收缩的"扫帚状"分布形态;在垂向上,构造带中的海原断裂(F2)和罗山-云雾山断裂(F5)是构造区内的主要断裂,其电性结

构显示为比较陡立的超壳断裂;而月亮山南麓断裂(F1)、香山-天景山断裂(F3)和烟筒山断裂(F4)规模较小,为基底断裂;香山-天景山断裂(F3)和烟筒山断裂(F4)在研究区南端基本没有电性边界特征。

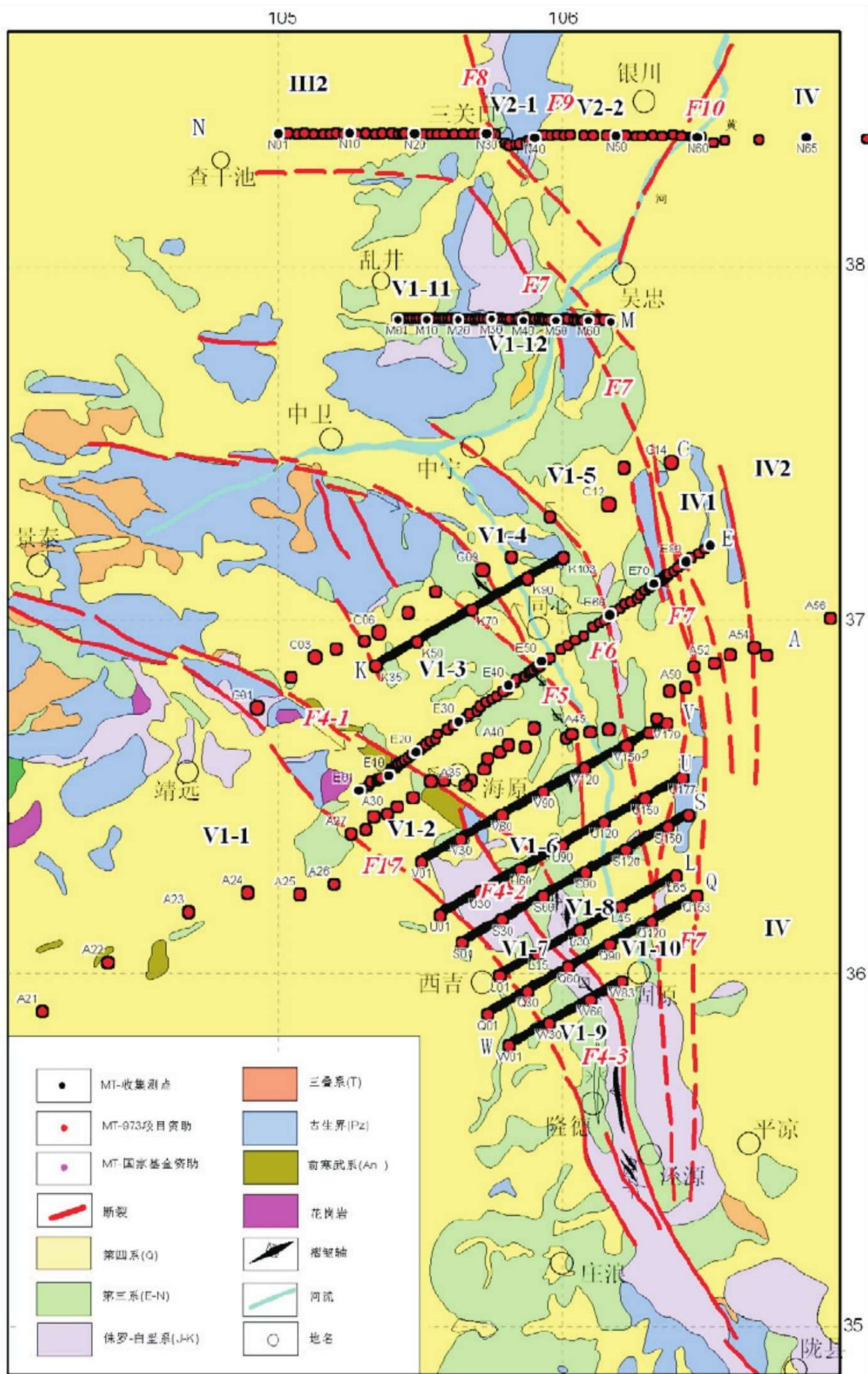


图3-25　青藏高原东北缘研究区地质图(詹艳等,2008)

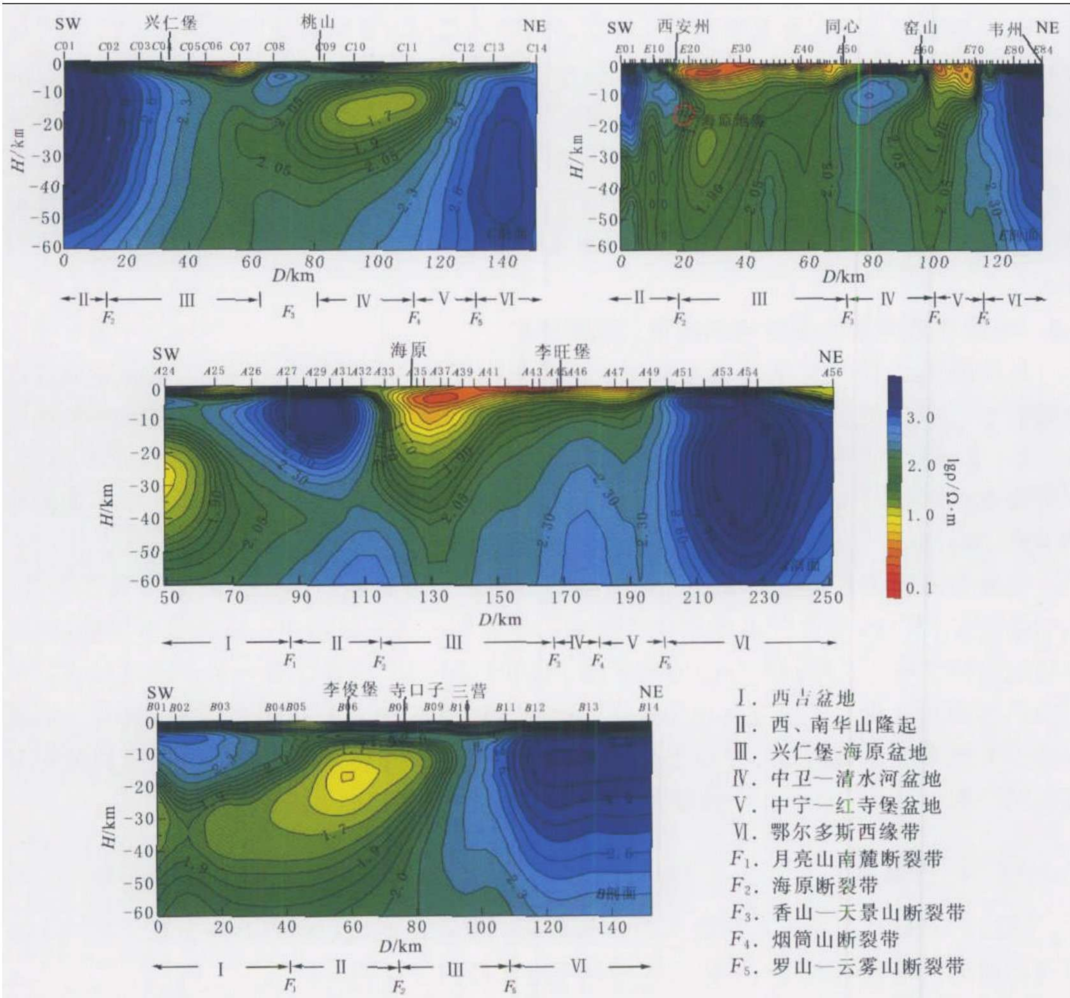


图3-26　C、E、A和V剖面的二维电性结构(詹艳等,2008)

(2)深部电性结构揭示了与地表地质调查一致的构造样式,研究区可分为6个区块,呈现南西-北东的带状分布特征。受控弧形断裂束的断陷盆地,自南西-北东基底深度逐渐变浅,规模逐渐变小。弧形构造区在弧顶附近构造完整规模大,自弧顶向北西、南东两端构造规模相对较小。

(3)剖面的二维电性结构显示了弧形构造区内发育不连续的壳内低阻带,与该区中、强震震中分布对比研究表明,中、强震的分布与壳内低阻带分布密切相关,中、强地震位于发育壳内低阻带附近并靠近高电阻率区域。

3.兰州-保定大地电磁剖面

兰州-保定剖面由赵国泽等(2010)完成数据采集、处理解释,剖面全长1070km,沿剖面共有61个测点。在鄂尔多斯地块的东、西两侧的边界和断陷盆地内,间距较小,最小5km左右,地块内间距比较大(图3-27)。二维反演电性结构特征见图3-28。

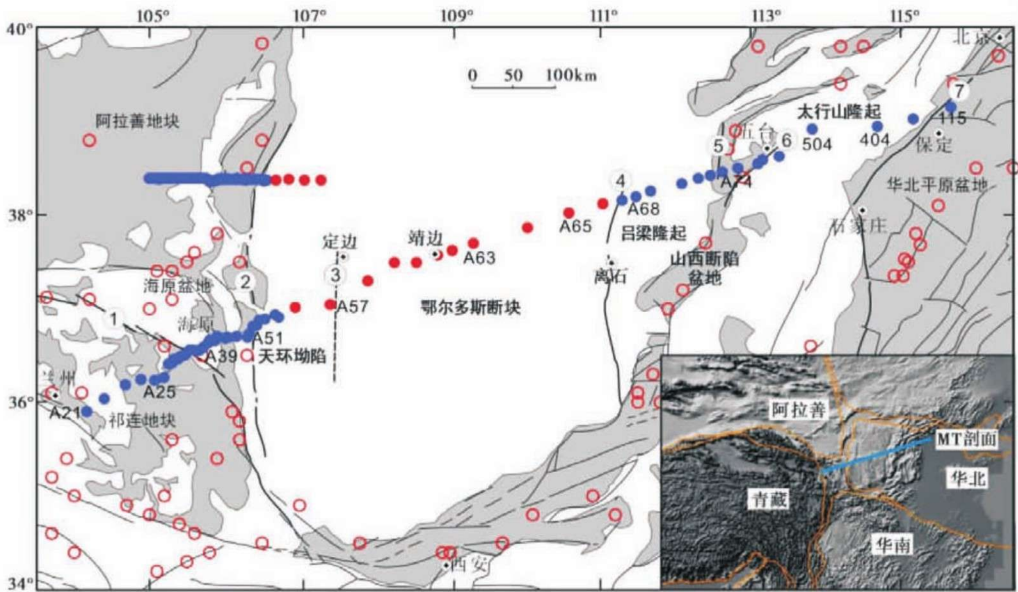


图3-27 大地电磁测点位置(蓝色和红色实心圆)、
附近区域构造及地震震中位图(赵国泽等,2010)

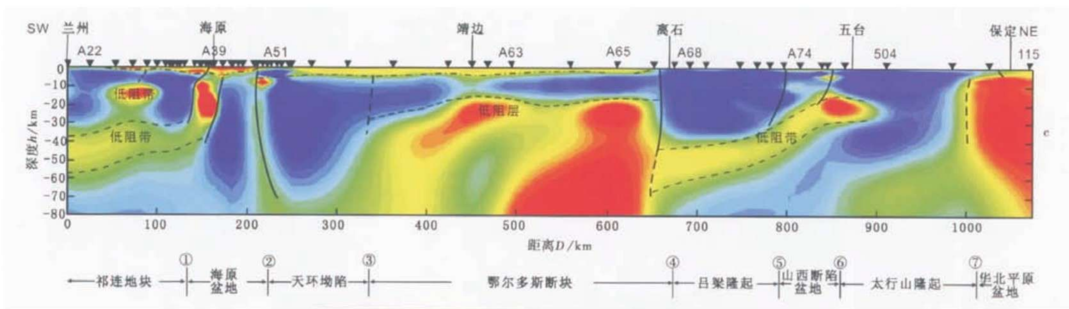


图3-28 兰州-保定二维电性结构模型

(1)鄂尔多斯地块东、西边界普遍存在壳内低阻层深约20km,壳内低阻层的物理解释可能有导电矿物、颗粒边界的碳膜(石墨)、含盐流体和部分熔融,而本区的壳内低阻层可能是由含盐流体引起的。

(2)鄂尔多斯地块东、西两侧构造活动区的电性结构由于壳内变形严重,成层性电性结构遭到破坏,总体上,构造活动区和新造山带地壳往往显示为高阻背景下存在部分低阻带。因此可将地壳的电性结构是属于成层性特点,还是相对复杂的高-低电阻带相间分布特点,作为判断相对稳定地区和构造活动区的标志。

(3)地壳电性结构与地震活动性分布的关系:两千年以来,鄂尔多斯地块内仅发生5级左右的地震,而鄂尔多斯地块周边层发生多次8级以上的强震,因此地块的地震活动性比周边断陷盆地弱。前者不易积累发生大地震的应力和能量。

(4)低阻层和低速层是否对应鄂尔多斯断块在构造运动中的作用:鄂尔多斯地块中下地壳一般缺失低速层,但是却存在低阻层,因为流体引起的中下地壳的低阻层对地震波速度的影响较小,或者没有可观测到的低速层。鄂尔多斯地块内的低速层不是运动的主动源,但是对周边的地震活动产生了很大影响。

4.玛沁-兰州-靖边大地电磁剖面

剖面全长950km,测点62个,点距约5km(图3-29),由汤吉等于2005年完成。二维反演电性结构模型见图2-30。

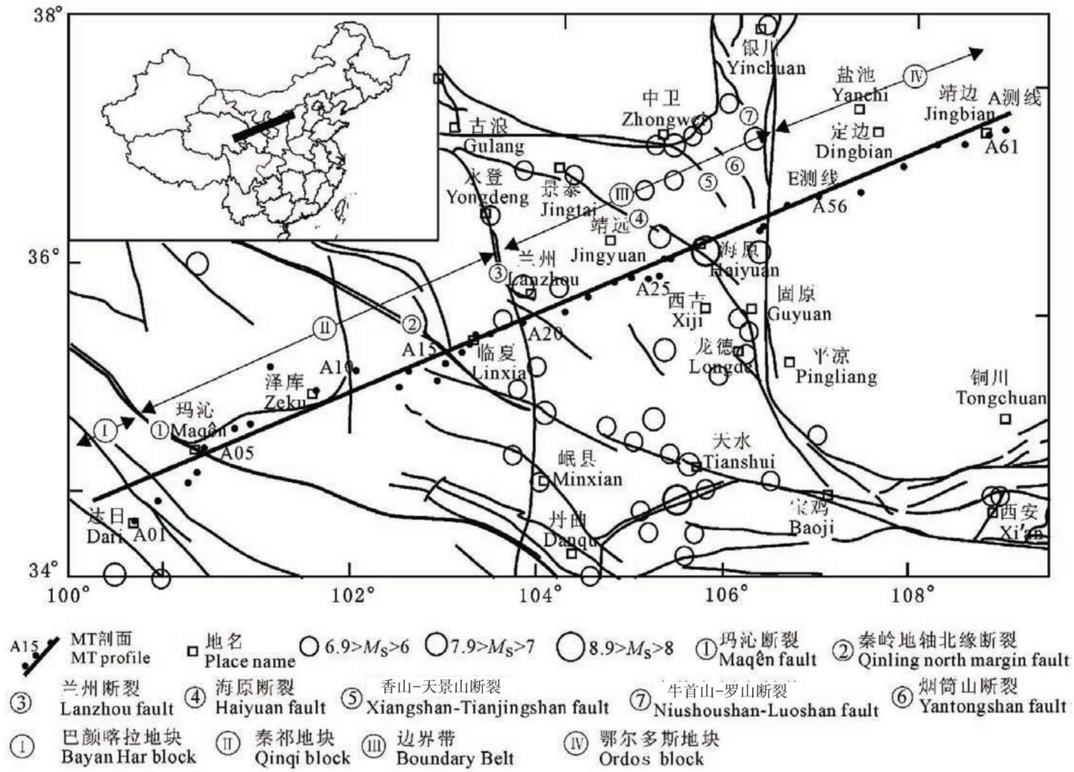


图3-29　青藏高原东北缘大地电磁测深测点及活动地块分布(汤吉等,2005)

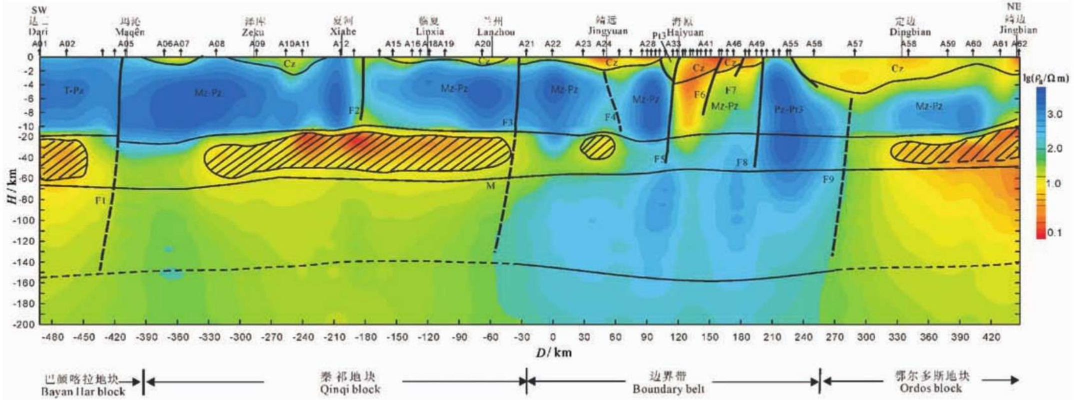


图3-30　玛沁-兰州-靖边二维反演电性结构模型(汤吉等,2005)

(1)该剖面根据电性结构特征可划分为4个电性区块:巴颜喀拉地块、秦祁地块、边缘带和鄂尔多斯地块,地块之间分别由玛沁断裂、兰州断裂、车道-阿色浪断裂分割,这些断裂在电性结构剖面上显示为电性梯度带。

(2)巴颜喀拉地块、秦祁地块和鄂尔多斯地块的地壳电性结构相似,上地壳为高阻层,下地壳上部为低阻层,下地壳下部到上地幔顶部电阻率随着深度逐渐增加。

(3)过渡带电性成层性差,地壳电性结构复杂,是现今构造活动较强烈的地区,部分从地表到200km深处均表现为高阻块体。

(4)玛沁断裂、海原断裂带和罗山-云雾山断裂带为较陡的超壳断裂带。西秦岭北缘断裂为壳内断裂,在断裂带附近存在有通到地表的垂向低阻带。

第三节 大地电磁测深主要成果及存在问题

一、主要成果

1.一维大地电磁测深主要成果

通过对以上点单测深资料及拟二维大地电磁剖面构造解译成果进行归纳总结,前期一维大地电磁测深取得的主要成果有:

(1)建立起了各个大地电磁测点的电性结构模型。

(2)在构造活动带内或者克拉通地块的边缘普遍存在壳内低阻层。青藏高原东缘发现存在两个壳内低阻层。

(3)多数测点存在上地幔第一高导层,第一高导层顶界面埋深大体与地震测深所获得的资料一致。

(4)根据电性结构分析,青藏高原东北缘的强震和特大地震的震源位置多数位于壳内低阻层顶界面附近。

(5)在测点与测点之间的构造解析方面,多数均将地表断裂向深处垂直延伸,但与某些地震测深获得的资料不完全吻合。

2.二维大地电磁测深主要成果

(1)根据上述电性结构的分析,初步建立起各个剖面的电性结构模型。

(2)初步建立起青藏高原东北缘及其邻区地壳结构模型。

(3)根据剖面的电性结构特征,对地表断裂的深部延伸情况进行了构造解析,通常认为断裂通过地带,电性结构显示为梯级带,对断层的延伸有两种解释结果。①地表的断裂向深部延伸与壳内低阻层相交或者消失在壳内低阻层中;②主要断裂近垂直向深部延伸,进入中下地壳和上地幔顶部。

(4)根据该区的电性结构特征,探讨了研究区强震和特大地震的深部电性结构背景。多数作者认为,强震和特大地震的震源区位于壳内低阻层顶界面以上,上地壳高阻块体以

下的结合部位。

二、存在的主要问题

对上述前人研究成果的分析可见，虽然在青藏高原东北缘及宁南弧形构造带针对深部结构、构造边界带及地震构造等开展了大量的多学科研究，但是鉴于多方面的原因，宁南弧形构造带区域的深部电性结构及地质地球物理综合研究工作存在很大的局限性。

（1）初步建立起各个剖面的电性结构模型，但是各个剖面间的电性结构相互关系及其异同等，分析研究不够；初步建立起青藏高原东北缘及其邻区地壳结构模型，但是由于剖面的分布极不均匀，因此地壳电性结构模型很可能是初步的和极不完善的。

（2）因前期完成的宁夏及邻区大地电磁测深点距较大，除詹艳等（2008）所做的过兴仁–蒿川–盐池方向剖面点距5~10km外，宁夏其余区域大地电磁测深剖面点距都在20km以上，这种勘探精度解决下地壳、地幔等深部结构尚可，但是解决宁夏地区复杂的中上地壳电性结构具有一定的局限性。

（3）工作多注重对宁南弧形构造带内粗构造的研究，研究深度和细度不够，鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带、阿拉善地块南缘、祁连山碰撞造山带与走廊过渡带的深部细电性结构特征与类型还不十分清楚，研究青藏高原东北缘地区的变形机制及新构造运动受到一定的局限。

（4）由于宁南弧形构造带复杂的地质构造和动力学背景，使得该区在历史上中强地震频发，前人对该区的深部结构与地震之间的关系开展了大量的研究，对地震发生的动力学背景及发震机制进行了探讨。多数作者认为，强震和特大地震的震源区位于壳内低阻层顶界面以上，上地壳高阻块体以下的结合部位。但缺乏强震和特大地震震源区的深部结构的横向对比研究成果。

第四章　区域地质地球物理场特征

第一节　区域地质特征

一、区域地质构造背景概述

研究区大地构造位于柴达木–华北板块中南部，地处华北陆块、阿拉善微陆块和祁连早古生代造山带3个二级构造单元的交汇地区（图4–1），是连接我国北方西部与东部不同大地构造单元的枢纽地区，也是我国地层、构造、地貌以及各种地球物理场的重要分界区域，被认为是对整个青藏高原的隆升和构造变形最为敏感的地区之一。

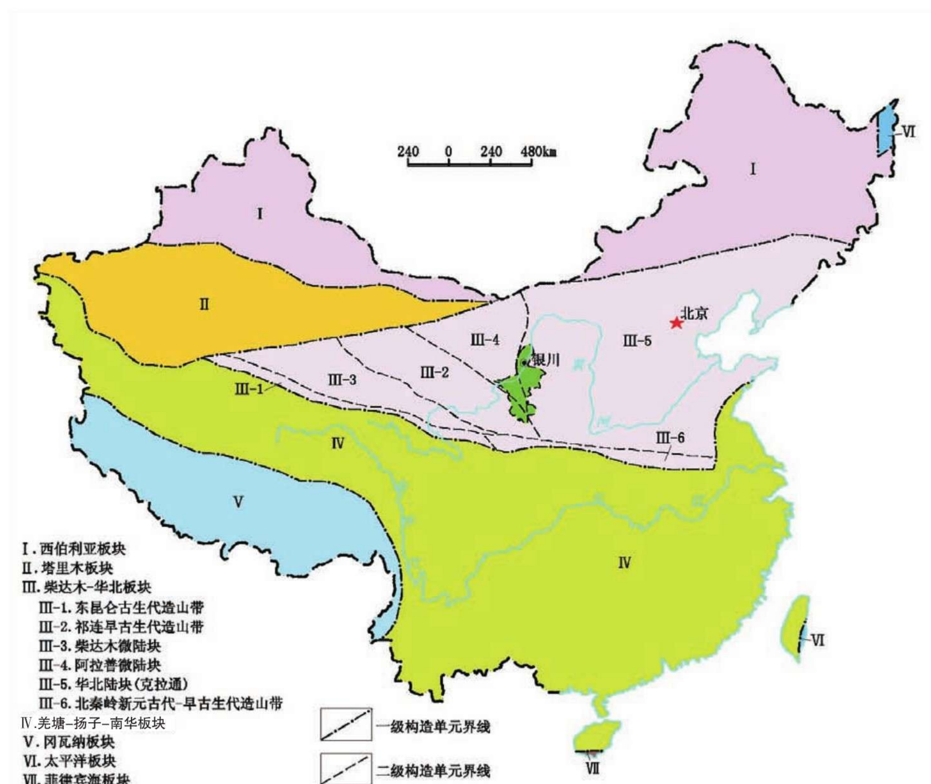


图4–1　宁夏回族自治区大地构造位置

其中宁夏涉及的三级构造单元有3个，分别为华北陆块的鄂尔多斯地块、阿拉善微陆块的腾格里早古生代增生楔和祁连早古生代造山带的北祁连中元古代–早古生代弧盆系（图4–2）。



图4–2　宁夏回族自治区构造单元综合划分

1.鄂尔多斯地块

鄂尔多斯地块为组成华北陆块的稳定地块之一,也是我国重要的大型中生代盆地所在区域,能源矿产十分丰富,煤、石油、天然气俱全。盆地周边断续为山系所环绕,海拔2000m左右,盆地内部相对较低,海拔800～1800m;西侧边缘北段以磴口西-贺兰山西麓断裂为界,南段以土井子-青铜峡-牛首山东麓-煤山东麓-固原东-新集断裂为界,南侧以草碧-圣人桥断裂为界,东抵吕梁山,南达渭河地堑,轮廓呈矩形。地块周边均被新生代断陷盆地(除西南角外)所包围。宁夏占据鄂尔多斯地块的西部区域。鄂尔多斯地块西侧,隔贺兰山褶断带与阿拉善微陆块相邻。该地块在地质历史期间表现为非常稳定,地块内没有明显的变形作用,仅表现为整体性的升降和掀斜运动。

鄂尔多斯地块位于华北陆块中西部,是一个古生代陆表海盆地(或被动大陆边缘)及边缘坳陷与中、新生代陆内坳陷的大型叠合克拉通盆地。在不同时期形成不同特征的盆地类型。地块具有双层结构,基底由太古宙及古元古代变质岩构成,本区的结晶基底是我国最古老的陆块区之一。盖层中、新元古界至下古生界总体为一套海相碎屑岩-蒸发岩建造,盆缘存在活动构造背景的边缘相沉积,区域性缺失志留纪-泥盆纪和早石炭世沉积。晚石炭世-早二叠世早期为滨浅海碳酸盐岩、碎屑岩建造,盆地南北两侧的隆起带为主要的物源供给区;早二叠世中晚期-三叠纪发育陆缘近海湖泊-三角洲沉积(局部有海湾沉积)。侏罗纪-早白垩世早期,盆地与周缘地区水体隔绝,形成内陆湖泊-三角洲沉积;早白垩世中晚期,盆地扩展与周缘地区水体多有连通(如六盘山盆地)。早白垩世末期,盆地呈现东高西低、南高北低的形态;新生代盆地周缘发育断裂活动,形成一系列裂陷盆地,造成了现今周缘为裂陷带所围限的矩形形态。已知沉积岩累计厚度5～18km。

鄂尔多斯地块为组成华北陆块的稳定地块之一,宁夏东部、北部区域属该地块西部,综合区划包括鄂尔多斯西缘元古代-早古生代裂陷带和鄂尔多斯西部中生代坳陷。地块西部基底构造层由古元古代变质岩系及花岗岩类岩石构成。盖层自中、新元古代海相沉积层开始,至第四纪陆相松散堆积层结束。盖层可分为四个大的构造层:下部为中、新元古界-奥陶系构造层,主要由滨浅海碎屑岩-台地相碳酸盐岩地层与次深海相碎屑岩夹碳酸盐岩地层组成。加里东运动褶皱隆起,形成大台子-甜水堡隆褶带(俗称宁夏南北古脊梁);中部为上石炭统-三叠系构造层,主要由陆源海陆过渡相含泥炭(煤)碎屑岩地层和河湖相碎屑岩地层组成。华力西-印支期构造运动形成贺兰山-青龙山褶断带;上部为侏罗系与白垩系构造层,由大型陆内坳陷盆地河湖相沉积层构成,沉积盆地展布受边界断裂限定。燕山期构造运动形成贺兰山褶断带与陶乐-彭阳褶断带、天环向斜;顶部为新生界构造层,主要由继承性陆内断陷盆地河湖相沉积层为主,其次为冲洪积、风积层等。喜马拉雅期构造运动使鄂尔多斯西缘冲断带最终定型。鄂尔多斯地块又分为2个四级构造单元,分别为鄂尔多斯西缘冲断构造带和鄂尔多斯中生代坳陷。

鄂尔多斯西缘冲断构造带,其西界为贺兰山西麓-土井子-青铜峡-新集断裂,东界为

车道–阿浪大断裂。该单元进一步划分为贺兰山褶断带、银川断陷盆地和陶乐–彭阳冲断带三个五级构造单元。贺兰山褶断带位于鄂尔多斯西缘中元古代–早古生代断陷带西北部，是鄂尔多斯地块的西部边界地带，也是该带中变形最强烈的区域。在早古代裂陷沉积和晚古生代中晚期上叠盆地沉积基础上，中新生代以来，发生了以褶皱和逆冲断裂为主的强烈变形，多期次构造交织，新生代逆冲推覆构造发育，构成了鄂尔多斯地块西缘最强烈的构造变形带；银川断陷盆地是喜马拉雅期盆地东、西两侧北北东向断裂右行走滑拉分形成的断陷盆地，可能萌于始新世，在中新世末断陷沉降活动加剧，形成巨厚的古近系–新近系沉积，第四纪仍有活动；陶乐–彭阳褶皱带展布于车道–阿色浪断裂以西、黄河断裂与青铜峡–新集断裂以东地区，东接天环复向斜带，西邻银川断陷盆地与卫宁北山–香山弧形冲断带。

鄂尔多斯中生代坳陷展布于车道–阿色浪断裂以东的广大区域，五级构造单元为天环向斜，由早白垩世保安群组成的向斜构造，向斜轴向近南北向，常舒缓波状弯曲，长逾100km，宽约20km。东翼宽缓，倾角一般3°～5°；西翼较陡倾角一般7°～9°。复向斜内部尚发育一系列宽缓的次级褶皱，局部在一翼上发育有一些小型近东西向鼻状构造。地球物理特征上，复向斜轴部重力值较低，向两翼低增。

2.阿拉善微陆块

阿拉善微陆块呈三角形，是一个有独特活动特征的构造单元。南以龙首山断裂为界，与祁连早古生代造山带相邻，西北边界以恩格尔乌苏蛇绿岩缝合带作为阿拉善与塔里木之间的边界；微陆块的东部边界为磴口西–青铜峡–新集断裂(北段为磴口西–贺兰山西麓断裂，南段接土井子–青铜峡–牛首山东麓–煤山东麓–固原东–新集断裂)。该陆块在显生宙构造热事件比较显著，地块的西北部因处于晚古生代活动大陆边缘，在雅布赖–巴音诺尔公一带发育了大量的钙碱性岩浆岩体及二叠纪火山喷发形成的中酸性熔岩及其碎屑岩。侏罗纪，在该块体上发育了一系列北东向和北西向的断陷盆地，如雅布赖盆地、巴彦浩特–吉兰泰盆地。这些盆地的形成与该地块在侏罗纪后期发生向东的运动有关。中、新生代的地层主要分布于这些断陷盆地中。在盖层中的层间滑动断裂和推覆构造强烈发育，它们使地层发生逆掩重复，甚至将基底地层推覆在古近系–新近系之上。总之，阿拉善微陆块现在的位置及构造样式是经过复杂的构造变动如大规模的推覆、滑移、火山活动、块体旋转才最终定型。阿拉善微陆块主体位于内蒙古自治区境内，宁夏仅跨入其东南缘的腾格里早古生代增生楔西南部。

腾格里早古生代增生楔总体呈一三角形展布：北界为龙首–查干布拉格–土井子断裂，东界为磴口西–青铜峡–新集断裂，南界为香山南麓断裂，包括腾格里沙漠南部、贺兰山南段与卫宁北山–牛首山–罗山–香山等广阔区域。早古生代时该区域沉陷明显，比鄂尔多斯地块西缘及阿拉善微陆块内部深，沉积厚度大。腾格里早古生代增生楔在宁夏境内的四级构造单元称为卫宁北山–香山晚古生代前陆–上叠盆地。

卫宁北山-香山晚古生代前陆-上叠盆地展布于土井子-青铜峡-新集断裂与香山南麓断裂之间。是在香山寒武纪-奥陶纪陆缘斜坡盆地基础上,在志留纪-泥盆纪弧(北祁连弧盆系)-陆(阿拉善微陆块)碰撞造山过程中转化为前陆盆地,石炭纪-二叠纪在碰撞造山后进一步转化为伸展型上叠盆地。经印支期以来的各期次运动尤其是燕山期-喜马拉雅期运动过程中的褶皱、断裂、逆冲推覆最终形成盆山相间的构造格局,也是宁南弧形构造带(后述)的主要组成部分。该单元进一步划分了贺兰山南段褶断带、卫宁北山褶断带、牛首山-罗山冲断带、烟筒山-窑山冲断带、香山褶断带5个五级构造单元。贺兰山南段褶断带位于贺兰山南段内蒙古围沟井以南、毛土坑山南麓-大茇茇沟一线以北地区,北东界为土井子-青铜峡断裂,东界为卫宁北山东麓隐伏断裂(渠口-广武一线),南界为毛土坑山南麓断裂,南北长45km。主要由前锋构造土井子-青铜峡断裂和土井子-古城子逆冲岩席、科学山-新井侏罗纪断陷盆地组成;卫宁北山褶断带展布于贺兰山南段,南界为窑山-烟筒山断裂,处于贺兰山隆起冲断带与宁南弧形构造带两个冲断系统双重影响的构造复合部位;牛首山-罗山冲断带展布于牛首山-罗山-崆峒山及其西邻广大区域内,呈北北西转南北向展布,夹持于牛首山东麓-罗山东麓-崆峒山东麓断裂与烟筒山北麓断裂之间。带变形以逆冲推覆断裂为主间有中、新生代断陷盆地;烟筒山-窑山冲断带展布于烟筒山-黑鹰湾山-窑山-炭山-小关山及清水河流域一带,南西以天景山北麓-尖山墩东麓断裂为界,北东以烟筒山-窑山-小关山东北麓断裂为界。北西抵卫宁北山褶断带,南延至固原市以南。北西-北北西弧形展布,走向延伸大约240km,宽20~30km,出露地层主要为奥陶系、志留系、泥盆系及石炭系-二叠系,山麓地带及山前盆地沉积了大量白垩纪-第四纪地层;香山褶断带北东以天景山北麓-尖山墩东麓断裂为界,南西以香山南麓断裂为界。北西-北北西向弧形展布,延伸大约220km,呈弯曲透镜状,最宽处达50km。褶断带主体为华北陆缘型奥陶系(天景山组、米钵山组、香山群),其次有泥盆系及石炭系-三叠系,山麓地带及山前盆地沉积了侏罗系、白垩系及大量新生代地层。燕山运动及喜马拉雅运动致使冲断席内部构造变形强烈,发育一系列线状褶皱及次级推覆岩席。

3.祁连早古生代造山带

祁连早古生代造山带狭义地讲专指祁连海槽加里东期褶皱造山带,宁夏仅涉及香山南麓断裂以南地区;广义讲包括祁连海槽加里东造山带与“走廊过渡带”。以出现大量新元古代-早古生代海相火山岩-火山碎屑岩-碳酸盐岩组合和早古生代晚期“I”型中酸性侵入岩为主要特征,划归北祁连新元古代-早古生代弧盆系(海沟)系。宁夏三级构造单元属北祁连中元古代-早古生代海沟系,位于宁夏西南部,北东以香山南麓断裂与卫宁北山-香山弧形冲断带(早古生代为香山陆缘斜坡盆地)为界,向西延出宁夏进入甘肃。与鄂尔多斯地块不同,该海沟系由于受到多期构造运动的影响总体上不是由构造层叠置而成,而是由一系列断块与坳陷带拼接而成。该带中元古代表现为弧盆系(黄家洼山-南华山岛弧-弧后盆地),中元古代海原岩群的沉积构造环境总的说来类似于岛弧-弧后盆地,下部南华

山岩组原岩组合为岛弧型拉斑玄武岩(次玄武岩)与砂质-泥质岩石互层,夹层状-似层状硅质岩-灰岩(或白云质灰岩)和少许小型透镜状超基性岩。中部园河岩组的原岩组合为不纯碳酸盐岩与杂砂岩-亚杂砂岩-泥质岩互层夹少许次玄武岩和薄层硅质岩,推测其沉积环境更接近于现代的陆壳型弧后盆地。上部西华山岩组的原岩组合是以低成熟度的杂砂岩-亚杂砂岩为主,泥质或粘土质岩石为次,夹少许岛弧拉斑质-钙碱性玄武岩和似层状透镜状薄层硅质岩,局部偶夹薄层大理岩和超基性岩。其形成环境相当于弧间或弧后盆地环境。早古生代主要以活动大陆边缘沟-弧-盆体系为主,除海相火山岩-火山碎屑岩-细碎屑岩(在宁夏未见出露,通过区域对比,推测发育有此类建造,相当于甘肃白银-景泰地区的寒武系黑茨沟组、奥陶系阴沟群与中堡群等地层),晚期还有大量“I”型中酸性侵入岩发育;早古生代末期至晚古生代以弧后前陆盆地体系为主;中生代主要以陆内坳陷与挤压褶皱为主;新生代以来主要以坳(断)陷与逆冲-推覆为主,由此构成断块山与断坳盆地相间的构造面貌。

北祁连中元古代-早古生代弧盆系进一步划分为景泰-海原中元古代-早古生代弧后盆地和白银-西吉中元古代-早古生代岛弧两个四级单元和三个五级构造单元。

景泰-海原中元古代-早古生代弧后盆地,北、东以香山南麓断裂与卫宁北山-香山弧形冲断带和鄂尔多斯地块相邻,南以月亮山-六盘山西麓断裂与白银-西吉岛弧带为界,宁夏境内多被新生界覆盖。向西延至甘肃,为北祁连中元古代-古生代岛弧带北缘与前陆之阿拉善南缘的弧后坳陷地区。中元古代以海原岩群建造为代表的沉积构造环境总的说来类似于岛弧-弧后盆地。早古生代时期主体为弧后盆地构造环境,甘肃景泰老虎山奥陶世火山岩带,具典型弧后盆地火山岩组合特征。发育奥陶纪阴沟群、中堡群深海-次深海相浊流沉积,为一套低级变质(低绿片岩相)的陆源碎屑岩、泥质岩夹火山岩组合,具复理式建造特征。早古生代晚期以俯冲造山为主,南华山-西华山南、北麓断裂在加里东中晚期活动尤为剧烈,切割深度大,重力、航磁等资料延拓20km、40km以下还有显示,为一超壳断裂,深部岩浆沿断裂上侵,形成数个线状展布的“I”型花岗闪长岩体以及闪长岩脉。晚古生代时期与前述岛弧带一样,发育弧后前陆盆地碎屑沉积(志留系旱峡组、泥盆系老君山组)和少量上叠盆地型的陆缘坳陷型海陆交互相碎屑-泥炭质沉积层(石炭系羊虎沟组);中生代主要以挤压-褶皱为主,发育陆内坳陷盆地碎屑沉积。新生代以来主要以逆冲推覆为主,进而造成块体内的构造环境分化:南部逆冲隆升,而北部坳陷沉降,发育了巨厚的中、新生界上叠盆地沉积,内部以逆冲断裂和较紧闭褶皱为主。该单元可进一步分为西华山-六盘山冲断席与兴仁-海原前陆坳陷盆地。西华山-六盘山冲断席展布于西华山、南华山、月亮山、六盘山地区,呈北西-北北西走向,夹持于西华山北麓-六盘山东麓断裂与月亮山-六盘山西麓断裂之间;兴仁-海原前陆坳陷盆地位于香山南麓断裂以南、西华山-南华山北麓断裂以北的广大区域内,为一北西-南东向的新生代前陆坳陷盆地。

白银-西吉中元古代-早古生代岛弧呈北西-南东向展布于宁夏西南部，长度>100km，宽度>50km，向西、向南均延伸出宁夏进入甘肃，在宁夏仅为该岛弧的东端部分。白银-西吉岛弧北东以月亮山-六盘山西麓断裂与景泰-海原弧后盆地分界。白银-西吉岛弧东部白银地区古生代火山岛弧带，主要发育奥陶纪阴沟群-中堡群深海-次深海相浊流沉积，由陆源碎屑浊积岩夹碳酸盐岩、泥质岩、硅质岩和火山岩、火山碎屑岩等组成，其火山岩组合为碱性系列和玄武岩-安山岩-英安岩(斜长流纹岩)组合，具岛弧和活动大陆边缘的火山岩共生组合特征。宁夏与之对应的西吉盆地基底也发育一套早古生代火山岩-碎屑岩组合，应属白银-西吉岛弧沉积。晚古生代时期，发育弧后前陆盆地碎屑沉积(志留系旱峡组、泥盆系老君山组)和上叠盆地型的陆缘坳陷型海陆交互相碎屑-泥炭质沉积层(石炭系羊虎沟组)；中、新生代以逆冲推覆-走滑为主，发育陆内拉分-坳陷盆地-西吉坳陷盆地充填有白垩系、古近系、新近系和第四系碎屑-泥质沉积层。西吉坳陷盆地与其北侧的西华山-六盘山冲断席以左行走滑断裂相接。受左旋走滑运动的影响，以发育雁列式褶皱为特征，褶皱规模具远离左行走滑断裂迅速减小的特点，褶皱轴迹与走滑断裂带的锐夹角指示断裂对盘运动方向。该盆地为构成宁南弧形构造带最南侧的一个单元。

二、地层及其地质组成

宁夏全境处于华北-柴达木地层大区中部，跨祁连地层区、阿拉善地层区和华北地层区，综合地层分区(图4-3)。香山南麓-六盘山东麓断裂以南地区属祁连地层区；阿拉善地层区则夹持于龙首山-香山南麓-六盘山东麓断裂与贺兰山西麓-牛首山-崆峒山东麓断裂之间，对应于二级构造单元阿拉善微陆块；位于贺兰山西麓-牛首山-崆峒山东麓断裂以东地区属华北地层区。出露有新太古-古元古、蓟县纪、青白口纪、震旦纪、寒武纪、奥陶纪、志留纪、泥盆纪、石炭纪、二叠纪、三叠纪、侏罗纪、白垩纪、古近纪、新近纪和第四纪等时期的地层。(具体见表4-1)

1.新太古界-古元古界

发育于华北地层区、鄂尔多斯西缘地层分区之贺兰山地层小区，构成本区内古老的结晶基底。其中，新太古界统称为贺兰山岩群，主要分布在贺兰山北段。

表4-1　宁夏回族自治区岩石地层时空结构表

地质年代		祁连地层区 $Ⅲ_2$ 北祁连地层分区 $Ⅲ_2^1$ 靖远—西吉地层小区 $Ⅲ_2^{1-1}$	阿拉善地层区 $Ⅲ_3$ 阿拉善南缘地层分区 $Ⅲ_3^1$ 景泰—中宁地层小区 $Ⅲ_3^{1-1}$	华北地层区 $Ⅲ_4$ 鄂尔多斯西缘地层分区 $Ⅲ_4^1$ 贺兰山地层小区 $Ⅲ_4^{1-1}$	华北地层区 $Ⅲ_4$ 鄂尔多斯西缘地层分区 $Ⅲ_4^1$ 桌子山—青龙山地层小区 $Ⅲ_4^{1-2}$	华北地层区 $Ⅲ_4$ 鄂尔多斯地层分区 $Ⅲ_4^2$ 盐池—环县地层小区 $Ⅲ_4^{2-1}$
第四纪 全新世	晚期 Qh^2	Qh^{2f}, Qh^{2l}, Qh^{2e}, Qh^{2al}	Qh^{2f}, Qh^{2e}	Qh^{2f}, Qh^{2h}, Qh^{2c}	Qh^{2f}, Qh^{2a}, Qh^{2e}, Qh^{2e}	Qh^{2f}, Qh^{2e}, Qh^{2l}, Qh^{2e}
第四纪 全新世	早期 Qh^1	Qh^{1p}, Qh^1l	Qh^{1p}, Qh^1l	Qh^{1p}, Qh^1l	Qh^{1p}, Qh^1l, Qh^{1e}	Qh^{1p}, Qh^{1e}
第四纪	晚更新世 Qp^3	Qp^3m	Qp^{3p}, Qp^3s, Qp^3m	Qp^{3p}, Qp^3s	Qp^{3p}, Qp^3bd, Qp^3s, Qp^3m	Qp^{3p}, Qp^3s, Qp^3m
第四纪	中更新世 Qp^2	Qp^{2p}, Qp^2h	Qp^{2p}, Qp^2h, Qp^2l	Qp^{2p}, Qp^2h	Qp^2l	Qp^2l
第四纪	早更新世 Qp^1	Qp^1y	Qp^1y, Qp^1yc, Qp^1w	Qp^1y, Qp^1yc	Qp^1y, Qp^1w	Qp^1y, Qp^1w
新近纪	上新世 N_2					
新近纪	中新世 N_1	甘肃群(NG)：彰恩堡组 N_1z	甘肃群(NG)：干河沟组 N_1g；彰恩堡组 N_1z	甘肃群(NG)：彰恩堡组 N_1z	保德组 N_1b	彰恩堡组 N_1z
古近纪	渐新世 E_3	固原群(EG)：清水营组 E_3q	固原群(EG)：清水营组 E_3q	固原群(EG)：清水营组 E_3q		清水营组 E_3q
古近纪	始新世 E_2	固原群(EG)：寺口子组 E_2s	固原群(EG)：寺口子组 E_2s			
古近纪	古新世 E_1					
白垩纪	晚世 K_2					
白垩纪	早世 K_1	六盘山群(K_1L)：乃家河组 K_1n；马东山组 K_1m；李洼峡组 K_1l；和尚铺组 K_1h；三桥组 K_1s	庙山湖组	K_1ms	保安群(K_1B)：泾川组 K_1j；罗汉洞组 K_1lhd；环河组 K_1hh；洛河组 K_1lh；宜君组 K_1y	保安群(K_1B)：泾川组 K_1j；罗汉洞组 K_1lhd；环河组 K_1hh；洛河组 K_1lh；宜君组 K_1y
侏罗纪	晚世 J_3	(未见出露)	(未见出露)	芬芳河组 J_3f	芬芳河组 J_3f	芬芳河组 J_3f
侏罗纪	中世 J_2		延安组 J_2y	安定组 J_2a；直罗组 J_2z；延安组 J_2y	安定组 J_2a；直罗组 J_2z；延安组 J_2y	安定组 J_2a；直罗组 J_2z；延安组 J_2y
侏罗纪	早世 J_1				富县组 J_1f	富县组 J_1f
三叠纪	晚世 T_3		崆峒山组 T_3k；西大沟组 T_3x	延长群(T_3Y)：上田组 T_3s；大风沟组 T_3d	延长群(T_3Y)：上田组 T_3s；大风沟组 T_3d	延长群(T_3Y)：上田组 T_3s；大风沟组 T_3d
三叠纪	中世 T_2		窑沟群(P_3T_2Y)：丁家窑组 T_2d	二马营组 T_2e	二马营组 T_2e	二马营组 T_2e
三叠纪	早世 T_1	(未见出露)	五佛寺组 $T_{1-2}w$	石千峰群(P_3T_1S)：和尚沟组 T_1h；刘家沟组 T_1l	(未见出露)	(未见出露)
二叠纪	晚世 P_3		红泉组 P_3h	孙家沟组 P_3sj；上石盒子组 $P_{2-3}s$	孙家沟组 P_3sj；上石盒子组 $P_{2-3}s$	
二叠纪	中世 P_2		大黄沟组 P_2d	下石盒子组 P_2x	下石盒子组 P_2x	
二叠纪	早世 P_1			山西组 P_1s	山西组 P_1s	
石炭纪	晚世 C_2		太原组 C_2P_1t；羊虎沟组 C_2y	太原组 C_2P_1t；羊虎沟组 C_2y；靖远组 C_2j	太原组 C_2P_1t；羊虎沟组 C_2y	
石炭纪	早世 C_1		靖远组 $C_{1-2}j$；臭牛沟组 C_1c；前黑山组 C_1q			
泥盆纪	晚世 D_3	老君山组 $D_{1-2}l$	中宁组 D_3z			
泥盆纪	中世 D_2		石峡沟组 D_2s			
泥盆纪	早世 D_1					
志留纪	末世 S_4	旱峡组 $S_{3-4}h$	旱峡组 $S_{3-4}h$			
志留纪	晚世 S_3					
志留纪	中世 S_2		照花井组 $S_{1-2}z$			
志留纪	早世 S_1					
奥陶纪	晚世 O_3		香山群(O_3X)：磨盘井组 O_3mp；狼嘴子组 O_3lz；徐家圈组 O_3x		背锅山组 O_3b；拉什仲组 O_3l；乌拉力克组 O_3w	
奥陶纪	中世 O_2		米钵山组 $O_{2-3}m$	米钵山组 $O_{2-3}m$	克里摩里组 O_2k	
奥陶纪	早世 O_1		天景山组 $O_{1-2}t$	天景山组 $O_{1-2}t$；大南池组 O_1d	天景山组 $O_{1-2}t$；大南池组 O_1d	
寒武纪	晚世 $∈_4$			阿不切亥组 $∈_{3-4}a$	阿不切亥组 $∈_{3-4}a$	?
寒武纪	中世 $∈_3$	(未见出露)		呼鲁斯台组 $∈_3h$；陶思沟组 $∈_3t$	呼鲁斯台组 $∈_3h$；陶思沟组 $∈_3t$	
寒武纪	早世 $∈_2$			五道淌组 $∈_2w$；苏峪口组 $∈_2s$	五道淌组 $∈_2w$；苏峪口组 $∈_2s$	
寒武纪	纽世 $∈_1$					
新元古代	震旦纪 $Pt_3^3(Z)$		?	兔儿坑组 Pt_3^3t；正目观组 Pt_3^3z	兔儿坑组 Pt_3^3t；正目观组 Pt_3^3z	
新元古代	南华纪 $Pt_3^2(Nh)$					
新元古代	青白口纪 $Pt_3^1(Qb)$					
中元古代	待建纪 Pt_2^{3-4}					
中元古代	蓟县纪 $Pt_2^2(Jx)$			王全口组 Pt_2^2w	王全口组 Pt_2^2w	
中元古代	长城纪 $Pt_2^1(Ch)$	海原岩群(Pt_2^1H)：西华山岩组 Pt_2^1x；园河岩组 Pt_2^1y；南华山岩组 Pt_2^1n		黄旗口组 Pt_2^1h	黄旗口组 Pt_2^1h	
古元古代	滹沱纪 $Pt_1(Ht)$	?		赵池沟岩群 Pt_1Z；贺兰山岩群：宗别立岩组 Pt_1z；察布勒岩组 Pt_1b	千里山岩群 Pt_1Q	

Conglomerate; Till conglomerate; Sand-conglomerate; Pebbled sandstone; Sandstone; Quartzose sandstone; Arkose; Feldspathic quartzose sandstone; Lithic quartz sandstone; Lithic arkose; Tuffaceous sandstone; Siltstone; Tuffaceous siltstone; Mudstone; Shale; Limestone; Marl; Calcirudite; Wormkalk limestone; Oolitic limestone; Dolomitic limestone; Dolostone; Gypsum; Coal seam; Tuff; Slate; Quartzite; Marble; Dimicaceous quartz schist; Albite actinolite schist; Albite hornblende schist; Leptynite; Paragneiss

进一步可划分为宾布勒岩组、宗别立岩组和赵池沟岩组，未见顶底，各岩组之间均被古元古代花岗岩侵入而分隔，未见直接接触；赵池沟岩组零星分布于贺兰山中段，多呈顶盖状分布于长城纪花岗闪长岩之上。

（1）宾布勒岩组：岩性为灰黑-灰色石榴黑云二长片麻岩、石榴黑云斜长片麻岩、石榴矽线堇青二长片麻岩夹灰-浅灰色黑云变粒岩、石榴黑云变粒岩、石榴变粒岩及二云片岩。

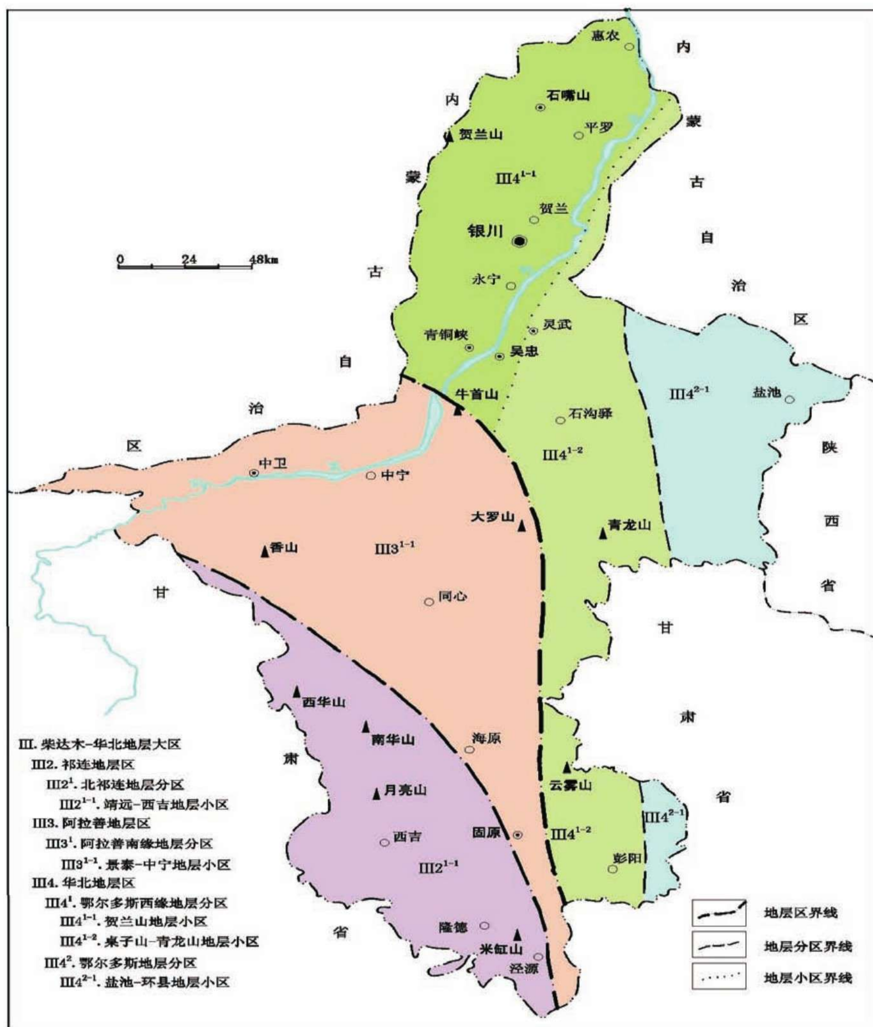


图4-3　宁夏回族自治区综合地层区划

（2）宗别立岩组：岩性主要由灰-深灰、灰绿色黑云二长片麻岩、黑云斜长片麻岩、含矽线石榴黑云斜长片麻岩、黑云二长变粒岩、黑云斜长变粒岩、含矽线石榴二长变粒岩、黑云斜长变粒岩等组成。

（3）赵池沟岩群：上部为灰绿色玻基玄武岩；中部为灰、浅灰、墨绿色云母变粒岩、黑云母斜长变粒岩；下部为灰绿、墨绿色二云母长石英片岩。

其中，宾布勒岩组和宗别立岩组中发育有金矿化。

2.蓟县系

分布于祁连地层区、北祁连地层分区之靖远-西吉地层小区，统称海原岩群。为一套绿帘角闪岩相级的区域变质岩系，它构成了该地区的变质基底。自下而上可进一步划分为南华山组、园河组和西华山组，各岩组之间均为构造（韧性剪切断层）接触。南华山组下部岩性为浅灰绿色绿片岩夹浅灰色白云母石英片岩，上部为灰-浅灰色钠长白云母片岩夹绿片岩、角闪岩及少量灰-深灰色大理岩；园河组以灰白-浅灰色大理岩、浅灰色白云母钠长石英片岩、白云母片岩为主，夹少量绿片岩及石英岩；西华山组：岩性以浅灰色白云母石英片岩、白云母片岩为主，夹少量绿片岩、灰白色大理岩。

其中，南华山组绿片岩系发育有火山型铜矿建造，而园河组和西华山组则是岩浆-构造-热液型铜-金矿的赋矿围岩。

3.青白口系

主要出露于华北地层区、鄂尔多斯西缘地层分区之贺兰山地层小区的贺兰山中-北段和桌子山-青龙山地层小区的青龙山地区。自下而上可划分为黄旗口组和王全口组，之间为整合接触。黄旗口组不整合于贺兰山岩群或长城纪斜长花岗岩之上。岩性为下部灰白、紫红色薄-中厚层石英岩状砂岩、石英砂岩，夹少量紫红、灰绿色板岩、砂质及硅质板岩，上部以灰白色中厚层-块状硅质白云岩为主。王全口组：与下伏黄旗口组为连续沉积，正目观组不整合覆于其上。岩性以浅灰-肉红色薄-厚层含硅质条带（结核）白云岩、细-粉晶白云岩（冶镁白云岩）、灰质白云岩、白云质灰岩为主，偶夹浅红色薄层石英砂岩、粉砂岩及板岩。厚118~934m。

其中，黄旗口组中下部含有铁质砂岩型铁矿。

4.震旦系

主要出露于贺兰山中-北段，青龙山也有分布。仅划分为正目观组：上部为灰绿、灰褐色粉砂质板岩；下部为灰、深灰色中厚层-块状白云质灰质角砾岩。

5.寒武系-奥陶纪系

宁夏境内的鄂尔多斯西缘地层分区、阿拉善南缘地层分区均有出露。

（1）鄂尔多斯西缘地层分区

鄂尔多斯西缘地层分区的贺兰山地层小区的寒武系-奥陶纪系自下而上为辛集组、朱砂洞组、陶思沟组、胡鲁斯台组、阿不切亥组、马家沟组、米钵山组，时代为早寒武世-中奥陶世，出露于以贺兰山中段为主，次为贺兰山北段，各岩石地层之间多为整合接触。主体以各类灰岩、灰质白云岩为主，夹有细砂岩、砂砾岩及页岩等。

其中寒武系辛集组为宁夏最主要的磷矿产出层位；奥陶纪系马家沟组则为宁夏最主要的石灰岩矿产出层位。

鄂尔多斯西缘地层分区的桌子山-青龙山地层小区中-上奥陶统自下而上发育有克里

摩里组、乌拉力克组、拉什仲组和背锅山组。综合岩性下部为浅灰色薄层灰岩夹灰绿色页岩、粉砂岩等。中部为灰绿色砂岩、页岩构成的韵律层,夹少量灰岩、砾岩透镜体。上部为灰、肉红色灰岩夹少量黄绿色页岩、灰岩。其下部与下伏马家沟组均为连续沉积,未见顶。

(2)阿拉善南缘地层分区

出露范围为香山、卫宁北山和黑鹰湾山地区。自下而上为马家沟组、米钵山组、徐家圈组、狼嘴子组和磨盘井组。马家沟组、米钵山组与华北西缘地层分区相同,后三者合称香山群。总体岩性为灰绿色轻变质长石石英(杂)砂岩与板岩、粉砂质板岩不等厚互层,中下部夹中-薄层灰岩,中部有层位较为稳定的燧石岩、硅质白云岩。

狼嘴子组最上部为宁夏另一磷矿产出层;马家沟组为重要的石灰岩矿产资源。

6.志留系

宁夏的志留系发育较好,层位较为齐全,但分布局限,仅零星出露于阿拉善地层区阿拉善南缘地层分区的照花井、野猪沟和祁连地层区北祁连地层分区的南华山、西华山等地,华北地层区缺失。

(1)阿拉善南缘地层分区

本地层分区志留系层位齐全,下-中统、上-顶统均有发育。零星出露于中宁县野猪沟、同心县照花井和青山。其岩石地层序列自下而上为照花井组和旱峡组。照花井组不整合覆于奥陶系米钵山组或香山群磨盘井组之上与上覆旱峡组呈平行不整合接触。由陆源碎屑岩和碳酸盐岩组成,厚69.6 ~ 102.6m;旱峡组与下伏照花井组平行不整合接触,或不整合于奥陶系米钵山组之上,与上覆上泥盆统中宁组或更新的地层不整合接触,为一套滨海相陆源碎屑岩沉积。

(2)祁连地层区北祁连地层分区

本地层分区志留系仅发育上-顶统旱峡组。主要出露于南华山北坡香黄沟-芦子沟一带,西华山西段文常山、墩墩梁、曹家山等地有小面积露头。旱峡组与下伏长城系海原岩群或早志留世花岗闪长岩和上覆下-中泥盆统老君山组均为不整合接触,为一套滨海相红色碎屑岩沉积。

7.泥盆系

宁夏的泥盆系分布于中南部之卫宁北山、牛首山西南麓、烟筒山、香山和南华山等地。发育于阿拉善地层区阿拉善南缘地层分区和祁连地层区北祁连地层分区,华北地层区缺失。北祁连地层分区下统、中统和上统均有发育,宁夏境内仅出露下-中统,为山麓相粗碎屑岩沉积;阿拉善南缘地层分区缺失下统,中、上统发育良好,为一套以紫红色碎屑岩为主的河湖相沉积,化石丰富,是我国西北地区泥盆系颇有代表性的地区之一。

(1)阿拉善南缘地层分区

本地层分区泥盆系为河湖相沉积。缺失下统,中统和上统均为红色碎屑岩,上部偶夹泥灰岩、砂质灰岩、生物碎屑灰岩及白云岩。自下而上划分为石峡沟组和中宁组。

(2)祁连地层区北祁连地层分区

仅发育下-中统,岩石地层名称为老君山组。区内老君山组出露于南华山东段陡留山、水冲寺等地。与下伏上-顶志留统旱峡组和上覆下白垩统六盘山群三桥组均为不整合接触。

8.石炭系-三叠纪系

主要发育于华北地层区鄂尔多斯西缘地层分区和阿拉善地层区阿拉善南缘地层分区。

(1)鄂尔多斯西缘地层分区

地层序列自下而上为石炭系土坡组、太原组,二叠系山西组、石盒子组、石千峰群,三叠系二马营组、大风沟组和上田组。分布于贺兰山中、北部。

土坡组为灰白色砂岩与深灰-黑灰色粉砂岩、泥页岩互层,夹泥灰岩、生物碎屑灰岩透镜体及薄煤层;太原组为深灰-灰黑色页岩、粉砂质页岩、泥岩夹灰白色砂岩、粉砂岩、生物碎屑灰岩,夹煤层。山西组主要出露于贺兰山北段。灰白、灰黄色砂岩与灰-灰黑色泥岩、页岩、粉砂岩不等厚互层,夹煤层。为宁夏主要产煤层位之一;石盒子组主要为灰白、灰黄绿色中-厚层含砾中粗粒岩与灰绿、黄绿色粉砂岩、泥岩状互;石千峰群由砖红、紫红色泥岩、粉砂岩和少量长石石英砂岩等组成。二马营组为黄绿、灰绿间夹紫红、灰紫色砂砾岩、含砾砂岩、砂岩夹少量同色泥岩、粉砂岩;大风沟组和上田组以黄绿色砾岩、砂砾岩、含砾砂岩、砂岩-页岩等向上变细的沉积为主,顶部夹薄煤层。

其中,太原组和山西组为宁夏,特别是贺兰山地区主要产煤层位之一。

(2)阿拉善南缘地层分区

地层序列自下而上为石炭系前黑山组、臭牛沟组、土坡组、太原组,二叠系大黄沟组、红泉组和三叠系五佛寺组。主要分布于卫宁北山、香山地区和烟筒山地区。

前黑山组和臭牛沟组总体以灰白-灰色砂砾岩、砂岩、粉砂质泥岩、页岩、厚层灰岩、白云质灰岩、铁质白云岩夹石膏层等组成;土坡组和太原组岩性与贺兰山北部相似,以碎屑岩和粘土岩为主平煤层;大黄沟组为灰黄-灰绿色沉凝灰岩、含砾粗粒凝灰质砂岩与凝灰质粉砂岩互层;红泉组:紫红色砂岩、含砾粗砂岩、砾岩、粉砂岩,夹少量灰绿色细砂岩;五佛寺组主要为紫灰、棕灰色砂岩夹杂色砂质泥岩、粉砂岩、砂岩。

其中前黑山组下部的硅铁质砂岩、土坡组底部的铁质(结核和团块)砂岩,是这一地区沉积改造型铁铁矿的成矿、赋矿层位之一;前黑山组上部又是宁夏重要的石膏产出层位。

9.侏罗系

三个地层分区内均有出露,主要分布于贺兰山北段,宁东磁窑堡、石沟驿和下流水等地也有出露。自下而上为延安组、直罗组和安定组。延安组与直罗组(为灰白、灰黑色、浅灰、灰黄色、砂岩、粉砂岩、泥页岩组成的不等厚互层,下部夹多层煤,含植物化石;安定组以灰紫色间夹灰绿色泥岩、粉砂岩为主,夹砂岩、泥灰岩。总厚>2237m。

其中,延安组是宁夏,特别是宁东地区另一主要产煤层位。

10.白垩系

区内白垩系均属早白垩世。分布于宁夏南部的六盘山盆地，地层统称六盘山群；分布于灵（武）盐（池）地区的地层统称保安群；分布于贺兰山南段-青铜峡一带地层称庙山湖组。

六盘山群下部块状砾岩、砂岩，中部粉砂岩、泥页岩、泥灰岩，上部泥岩、泥灰岩夹石膏；保安群多见于钻孔中。其上为新近系不整合覆盖。岩性为灰、灰紫色砂岩、砂砾岩夹泥岩等；庙山湖组主要为棕红色砾岩、砂砾岩、砂岩及泥岩、粉砂岩，上部夹泥灰岩。多被古近纪或新近纪地层覆盖。

11.古近纪-新近系

宁夏境内古近纪-新近纪地层自下而上划分为寺口子组、清水营组、红柳沟组和干河沟组。在宁夏中部、南部广泛分布，不整合于白垩系或更老地层之上，红色、紫红色的砂砾岩、砂岩、泥岩、粉砂岩为主夹石膏层等。

12.第四系

宁夏境内第四纪沉积层极为发育，分布面积约占全区总面积的60%左右。主要为松散的冲积、洪积、风积、湖积层等。

三、岩浆岩

1.火山岩

宁夏境内火山岩及火山碎屑岩不发育，出露极少。一类是晚三叠世玄武岩，仅在贺兰山中北段的汝箕沟鼓鼓台一带分布，面积不到10km^2。呈层状赋存于三叠系上田组顶部。灰绿-墨绿色，具微隐晶质-隐晶质结构、拉斑玄武结构隐结构，气孔及杏仁构造，局部似具枕状构造。未见有含矿迹象；另一类是中元古代形成的已变质的中基性火山岩和火山碎屑（称为海原群）。分布于南华山、西华山地区（西吉盆地中新生界之下也可能有大面积分布）。经原岩恢复，海原群中的绿片岩、角闪岩为变质的玄武岩和次玄武岩，部分云母石英片岩为火山碎屑岩（凝灰岩）。绿片岩层（玄武岩和次玄武岩）含磁铁矿较高。

2.侵入岩

宁夏境内出露的侵入岩较少。主要有新太古代-古元古代、长城纪和志留纪侵入岩，以中酸性侵入岩为主，尚有一些脉岩。另外，可能还存在有印支期晚-燕山早期的中酸性侵入岩和燕山早期花岗斑岩（时代尚未确定）。

（1）新太古代-古元古代侵入岩

主要出露于贺兰山北段宗别立断裂以北。岩体侵入于新太古代贺兰山岩群中。以片麻状花岗岩、花岗岩类为主。岩石中普遍含变粒岩、片麻岩捕掳体，后期辉绿岩脉穿插于岩体及围岩中。部分岩体可能与构造蚀变型或古接触带型金铜矿有关系。

（2）长城纪侵入岩

仅出露有黄旗口花岗岩。分布于贺兰山中段小口子-黄旗口-百寺口沟一带，出露面

积约90km²。该岩体岩石类型组成较复杂，含深灰色变粒岩、斜长片麻岩等变质岩捕掳体，并见有灰白色斜长伟晶岩脉和后期辉绿岩贯入。未见与成矿有关系。

(3)志留纪侵入岩

分布于南华山-月亮山一带。侵入于长城系海原群南中。共有8个岩体呈带状散布，规模均在1km²以下。主要岩石类型为花岗闪长岩、英云闪长岩，岩体边缘及外接触带，常有较多晚期派生的花岗伟晶岩、花岗闪长斑岩及煌斑岩脉穿插。围岩局部有微弱铜矿化显示。

(4)印支期晚-燕山早期闪长玢岩脉

主要分布于贺兰山南段及卫宁北山地区，侵入于香山群浅变质岩和泥盆系-石系中，脉宽1~6m，长数十到上百米。推断在卫宁北山地区可能还存有隐伏于深部的闪长岩体，与出露地表的闪长玢岩脉同源同期。闪长玢岩脉与金、银矿化关系密切。

(5)辉绿岩脉

在贺兰山北段贺兰山群变质岩中、贺兰山中段黄旗口花岗岩中和香山地区香山群中均有分布。岩脉形成时代可能分别在早元古末、长城纪末和早古生代晚期。其中，香山地区香山群中的早古生代晚期辉绿岩中发现有少量铜矿化，其他岩脉中尚没发现有矿化。

四、构造单元与断裂体系

1.宁夏地区构造单元划分与重磁证据

宁南弧形构造带是青藏高原东北缘和鄂尔多斯地块接触带，是青藏高原向北东推挤的前锋地区。该区发育一系列走向为北西西、北北西向的断裂及由其控制的盆地和山脉。研究区由南西向北东分别为郭城驿-苏堡断裂、月亮山南麓-六盘山西麓断裂、海原-六盘山断裂、天景山断裂、烟筒山-窑山断裂及牛首山-大罗山-崆峒山断裂。这些主要呈现出向北西发散、向南东收敛的“扫帚”状弧形断裂系。在各个断裂之间，分布着一系列新生代盆地，包括有靖远-西吉坳陷盆地、兴仁-海原坳陷盆地、烟筒山-小关山冲断带、牛首山-罗山冲断带等。图4-4是根据收集到的研究区及周边图幅的地质资料，整理编制的宁夏及邻区构造单元图，本次大地电磁解释依据本构造图开展。在构造图中，烟筒山-窑山断裂在宁夏中南部走向为近南北向，倾向南西，进入内蒙古后，变为深埋第四纪覆盖层下的隐伏断裂（亦称为大井断裂）；郭城驿-苏堡断层、月亮山南麓-六盘山西麓断层往北西方向收敛于海原断裂；从断裂向北西的走向趋势分析，天景山断裂、烟筒山-窑山断裂所控制的烟筒山-小关山冲断带是区别于兴仁-海原坳陷盆地/香山褶断带的另一条重要的构造单元（图4-4）。

2.断裂体系与构造单元划分的重磁证据

重磁资料确定断裂时最基本的图件是布格重力异常图、磁力异常及磁力化极异常图。为了准确地确定断层的平面位置，通常是对重磁异常求取不同方向的水平导数、拉普拉斯算子与梯度算子模。我们知道，不同规模的断层在纵向上的延拓深度是不相同的，一般区域性的大断裂、深断裂表现为深度大，延伸长，它们可以在浅部及深部都有反映，对那

些小断裂，通常延伸短、深度浅，仅仅在浅部有反映，往往在深部异常图上断裂消失，因此可以选取不同延拓高度异常来划分深断裂和浅断裂；对那些规模更小的断裂，浅部延拓图上的反映也不是很明显，这时，可以通过重磁异常的梯度算子模和拉普拉斯算子模来做更精细的断裂划分。

（1）布格重力异常水平方向导数

鉴于前期的地球物理勘探成果及地表地质等资料，宁夏弧形构造带区域的构造带主要为南北向构造或北西向构造，本小节通过求取布格重力异常的90°和45°方向导数，确定研究区主要的南北向断裂带和北西向断裂带的位置及走向，为更精细的断裂划分提供框架依据。

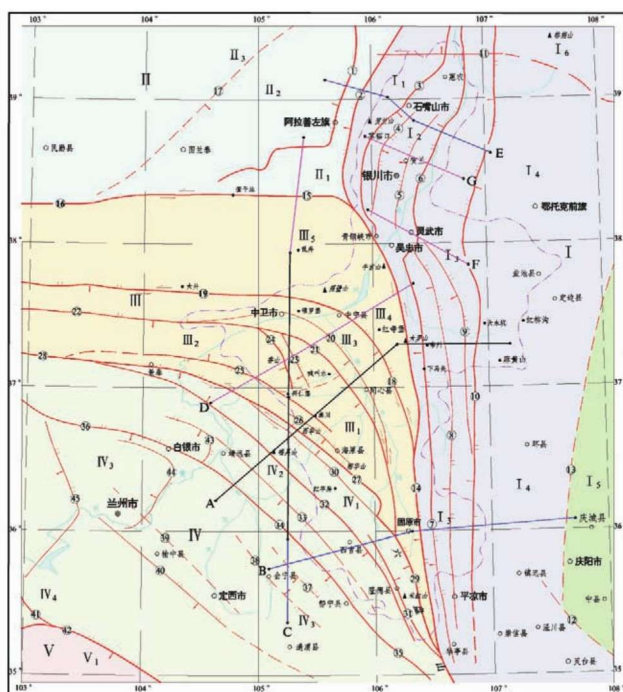


图4-4　宁夏及邻区大地构造图与断裂体系图

Ⅰ：鄂尔多斯地块；Ⅱ：阿拉善地块；Ⅲ：腾格里增生楔；Ⅳ：祁连造山带；Ⅴ：西秦岭构造带；(1)巴彦浩特断裂；(2)贺兰山西麓断裂；(3)贺兰山东麓断裂；(4)芦花台断裂；(5)银川断裂；(6)黄河断裂；(7)下马关-安固断裂；(8)青龙山-平凉断裂；(9)惠安堡-沙井子断裂；(10)车道-阿色浪断裂；(11)正义观断裂；(12)泾河断裂；(13)蔡家庙断裂；(14)牛首山-大罗山-崆峒山断裂；(15)查干布勒格-土井子断裂；(16)龙首山断裂；(17)狼山-巴彦乌拉断裂；(18)烟筒山-窑山断裂；(19)大井断裂；(20)清水河断裂；(21)天景山断裂；(22)古浪断裂；(23)拐门沟断裂；(24)香山寺断裂；(25)大庙-兴仁断裂；(26)沙沟河断裂；(27)海原断裂；(28)北祁连北缘断裂；(29)六盘山断裂；(30)南华山断裂；(31)月牙山断裂；

(32)月亮山南麓–六盘山西麓断裂;(33)新塬–兴平断裂;(34)郭城驿–苏堡断裂;(35)陇山断裂;(36)中祁连北缘断裂;(37)翟家所断裂;(38)会宁–义岗川断裂;(39)兰州断裂;(40)马衔山断裂;(41)临夏断裂;(42)西秦岭北缘断裂;(43)五大城断裂;(44)青城断裂;(45)永靖–庄浪断裂。

通过分析图4–5显示的布格重力异常水平方向导数图,可以看到在90° 方向导数图中,近南北向的构造主要有海原–六盘山构造带的南缘、牛首山–大罗山–崆峒山断裂的中南部、贺兰山构造带;在45° 方向导数图中,近北西向的构造有海原–六盘山断裂带的中段、天景山断裂中断、烟筒山–窑山断裂中段及牛首山–大罗山–崆峒山断裂的中段。通过上述的方向导数图,我们对宁南弧形构造带及周缘地区的断层位置及空间规律建立了较详细的认知。

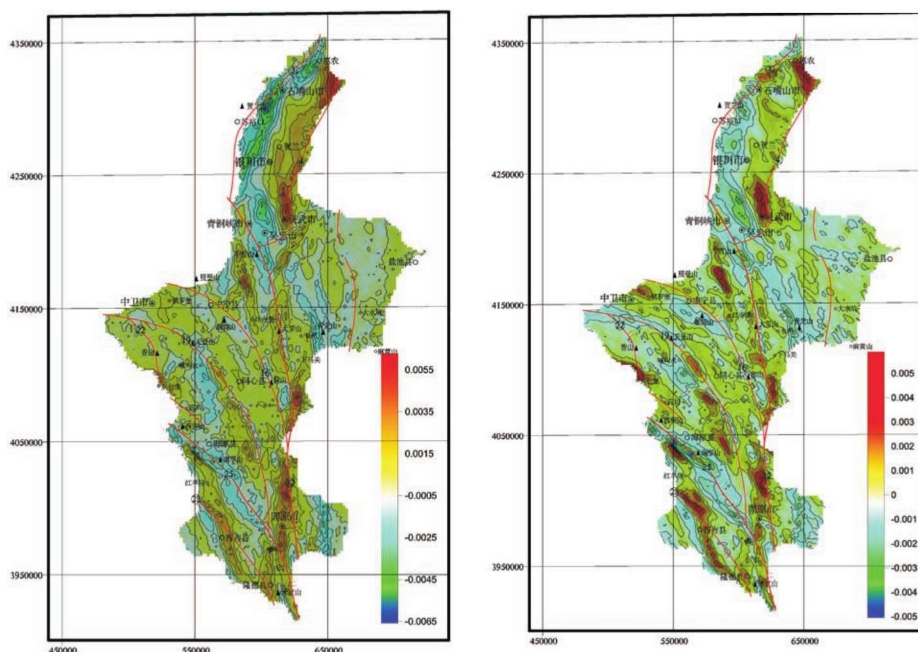


图4–5　宁夏弧形构造带布格重力异常水平方向导数图

(左为90° 水平方向导数,右边为45° 水平方向导数)

(2)重磁异常的梯度算子和拉普拉斯算子模

宁夏地区处于青藏高原向北东逆冲推覆的前锋地带,该区在历史上地震频发,构造变形较严重,浅部大小局部构造分布范围较广。为了获得宁夏地区断裂划分的精细重磁异常证据及对断裂体系的空间位置进行较准确地控制,需要对重磁异常求取梯度算子模和拉普拉斯算子模,进而对宁夏地区的重磁异常场进行更加精细的划分。

分析图4–6、图4–7的重力异常的梯度算子模和拉普拉斯算子模计算结果,可以发现重力场对断裂的反映更加灵敏,故主要依据重力场异常的计算结果对宁夏地区进行精细

的断裂分布划分，在划分过程中参考了地质资料及重磁异常的方向导数结果、重磁异常不同深度的延拓结果和宁夏地区的剩余重磁异常。划分结果与通过地表地质重新厘定的断裂分布结果较为一致。

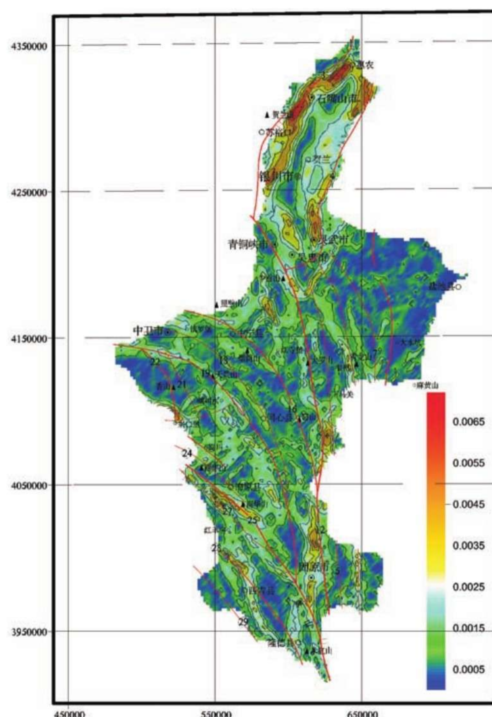


图 4-6 布格重力异常梯度算子模

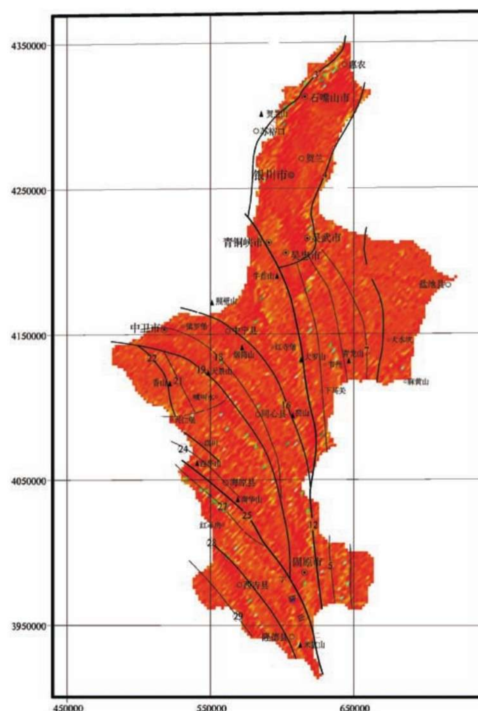


图 4-7 布格重力异常拉普拉斯算子模

五、构造演化与盆山耦合关系

宁夏回族自治区地处我国东、西两大不同地质地貌特征地区的交界地带（即“银川-昆明南北构造带”的北段），是重力梯度和地壳厚度的陡变带，同时也是新构造活动带和地震活动带，地质构造复杂，自太古代以来经历了长期的地质演化历史。

太古代至古元古代阶段——华北克拉通基底形成阶段（1800Ma 以前） 太古代早期，陆壳与洋壳逐渐分异，原始陆核已经生成。太古代末的阜平运动，在南北强大应力作用下，地壳褶升隆起，使鄂尔多斯陆核与华北地区几个原始陆核造成一体，形成统一的华北古陆，同时使太古代地层产生塑性变形，发生区域性近东-西向的褶皱、断裂，形成宁夏最早的构造体系。古元古代海陆分异明显，大致以牛首山-固原断裂为界形成东陆西海的格局，西部为活动地带，东部为较稳定的鄂尔多斯陆块的一部分。古元古代末的中条运动使宁夏地区的古老地层褶皱、固结，形成了本区的结晶基底。华北地块与阿拉善地块于此时形成了统一的华北克拉通，从而开始进入盖层沉积阶段。

中元古带至早古生代--三叉裂谷发育阶段（1800~409Ma） 中元古代由于地幔上隆导致地壳破裂形成了秦祁贺三叉裂谷，牛首山-大罗山-崆峒山大断裂西南包括南贺兰山、牛

首山和南华山一带，当时位于秦祁海槽的被动大陆边缘，三叉裂谷三联点交汇处。位于华北克拉通西缘的贺兰山–青龙山–云雾山地区随后发生拉张沉陷形成了贺兰–青龙山陆缘盆地，沉积了滨海相陆源碎屑岩建造的黄旗口组。中元古代晚期贺兰山陆缘盆地海水加深，沉积范围不断扩大，形成了台地相碳酸盐岩建造的王全口组。中元古代末的晋宁运动，使海槽消失，整体上升为陆地，成为相对稳定的大陆剥蚀区，大部分地区缺失青白口纪沉积。新元古–早古生代，柴达木–华北板块南缘处于拉张环境，中祁连与柴达木–华北板块分裂拉开，陆壳解体，逐步发育成秦岭–祁连裂谷系，祁连和秦岭两支裂谷迅速开裂发育成洋盆（夏林圻等，1998，2000；冯益民等，1996，1997；宋述光，1997）。北祁连裂陷槽在寒武纪经历了相当长的大陆裂谷体制演化阶段，至早–中奥陶世发展成“沟–弧–盆”体系的成熟大洋。早古生代中晚期，由于大陆动力学机制的改变，洋盆俯冲消减，使包括宁夏南华山–西华山以南地区在内的北祁连俯冲带以北形成较完整的沟–弧–盆体系。奥陶纪晚期，北祁连发生俯冲造山作用，形成北祁连加里东造山带雏形。志留纪末，构造变形进一步加强，出现逆冲断裂，西华山北麓–六盘山东麓断裂、香山南麓断裂、中卫–同心断裂、烟筒山–窑山东北麓断裂、牛首山–煤山–崆峒山东麓断裂（青铜峡–固原断裂）等几条北西向断裂开始成形发展。加里东末期（祁连运动），北祁连志留纪残留海盆与贺兰坳陷带最终关闭、褶皱造山，形成北祁连加里东碰撞造山带，柴达木–华北板块与中祁连陆块聚合。

晚古生代––前渊与碰撞裂谷形成和发育阶段（409~250Ma）　晚期加里东运动，北祁连海槽碰撞封闭发生隆起和逆冲，巨大构造负荷所造成的区域性均衡补偿作用，在其北侧大致与它平行的河西走廊地区形成了前渊，沉积了早–中泥盆世石峡沟组一套陆相红色碎屑岩建造，中泥盆世末为陆内造山隆升阶段，北祁连造山带进一步强化，并产生贺兰山南段晚泥盆世元山子、围沟井磨拉石前陆盆地盆–山耦合过程。中石炭世初，在秦祁海槽向北东凸出弧形构造的前端，沿早期贺兰坳拉槽的古老断裂再次拉开形成碰撞裂谷。中石炭世至二叠纪海水逐渐退却，构造活动减弱，至二叠纪，裂谷与鄂尔多斯地块一起进入了稳定的整体沉降阶段，碰撞裂谷已停止活动。

中生代––南北向逆冲带主要形成和发展阶段（250~65Ma）　由于联合大陆解体，特提斯洋壳和欧亚板块南北向相互挤压，在本区卫宁地区形成许多近东西向的褶皱和逆冲断层。阿拉善地块在南北挤压作用下向东推挤，使贺兰山自中元古以来的巨厚沉积物发生褶皱、隆起，进一步向东逆冲推覆，导致贺兰山逆冲构造系统雏形（早期楔顶效应）的形成。印支期时本区在向东逆冲挤压作用下，南北向构造带中的某些褶皱构造的雏形已开始形成，三叠纪末伴随古特提斯洋的闭合过程，其构造效应的前缘波及宁夏地区，致使侏罗纪地层不整合于三叠纪地层之上。侏罗纪时逆冲带开始向东发展，其沉降中心也向东移到桌子山与马家滩断裂带之东侧。侏罗纪后的中期燕山运动是南北向逆冲带主要形成时期，本次运动后构造基本定型，后期仅受到某些改造。中期燕山运动在本区造成了白垩系与下伏地层间广泛的不整合，并迫使白垩纪沉降中心向东迁移到现在的天环向斜出，形

成典型的前进式逆冲推覆构造。

新生代--六盘山弧形逆冲带和银川地堑形成和发育阶段(65Ma至今)

晚白垩世在印度板块北移过程中,晚白垩世-古新世宁夏贺兰山、六盘山及其周缘地区处于构造平静、整体抬升剥蚀期,未接受沉积。始新世-全新世的喜马拉雅旋回中晚期宁夏主要表现为盆岭构造演化阶段。55Ma前(始新世初)印度陆块与亚洲大陆碰撞的远程构造效应开启了贺兰山盆岭构造及其宁南弧形构造发展阶段的崭新时代。始新世时,构造活动渐趋活跃,贺兰山-银川盆地、牛首山、罗山、烟筒山、黑鹰湾山、香山、南华山-西华山及六盘山等山区之山间及山麓地带开始沉降,形成新生代压陷或坳陷盆地。渐新世时,逐渐发展为宽阔的河湖盆地。渐新世末,湖盆淤浅萎缩,经过短暂沉积间断后至中新世,逐渐转为河流相。宁北地区,根据银川地堑中央断陷区沉积最厚近万米的纪录,表明贺兰山盆岭间具有相当大的升降幅度,喜马拉雅构造运动的块断升降,主要是沿贺兰山北西向土井子-青铜峡、三关口断裂,东西向正义关断裂(断层的基底碎裂花岗片麻岩的磷灰石裂变径迹年龄为18.8±4.2Ma、9.1±4.4Ma、4.8±0.9Ma)及北东向贺兰山东麓断裂、黄河断裂活动实现的,并最终导致现代贺兰山地貌格局的形成。宁南地区,上新世末的喜马拉雅运动表现强烈,随着青藏高原的隆升及其远程效应的影响,自南西而北东推挤,发生陆内造山作用,古近系-新近系普遍褶皱,形成中小型平缓开阔圆桶状褶皱,伴有较强烈的逆冲推覆,奥陶系、泥盆系、石炭系逆冲推覆于古近系-新近系之上,导致燕山期形成的推覆构造带不断地向北东挤凸而成弧形,形成青藏高原东北缘宁南弧形挤入推覆构造带和盆-山构造地貌。

更新世-全新世,多表现为间歇性升降,除山区继续遭受剥蚀外,在河流沟谷、山间盆地、山前凹陷及山麓地带广泛沉积冲积、洪积、坡积砾岩、砂、砾石层、沙土及厚度不等的风成黄土。

更新世中晚期以来,受青藏高原东北边缘北东向推挤并兼具左行走滑运动,形成诸如海原活动断裂带、中卫-同心活动断裂带、烟筒山-窑山东北麓活动断裂、牛首山-煤山-崆峒山东麓活动断裂及其附近的小型挤压剪切牵引褶皱、推挤构造、拉分盆地等。并使第四系掀斜和错断、位移,甚至前第四纪地层逆冲推覆于第四纪地层上。

第二节　地球物理场特征

一、岩石圈速度结构

按照传统的岩石圈速度结构分层理论,通常岩石圈内存在两个速度界面,即康拉德界面和莫霍面。以康拉德不连续界面为界把岩石圈分为两层,即上部是花岗岩层,下部为玄武岩层;莫霍面则是地壳与上地幔的分界面。随着对这一问题研究工作的逐步详细和深入,证明岩石圈速度分层结构远没有这样简单,不同的地质体可能有更复杂的多层速度结

构。自1980年以来，对宁夏岩石圈速度结构进行过不少研究工作，利用地震测深取得了岩石圈速度分层成果。

到目前为止，宁夏境内共有5条地震测深剖面，分别为阿拉善左旗–定边剖面、银川断陷盆地剖面、永登–平凉剖面、兰州–靖边地震测深剖面及西吉–中卫剖面，剖面横跨宁夏地区祁连造山带、阿拉善微陆块及鄂尔多斯地块三个Ⅱ级构造单元。

1.阿拉善左旗–定边剖面

阿拉善左旗–定边剖面是上海奉贤至内蒙古阿拉善左旗地震剖面的西段。剖面西段跨越了阿拉善微陆块、鄂尔多斯地块两个Ⅱ级构造单元，根据《上海奉贤至内蒙古阿拉善左旗地学断面》(国家地震局地学断面委员会，1992)的解释，整个岩石圈分为3层结构，3个Ⅱ级构造单元地壳上地幔的速度结构又表现出明显的差异。

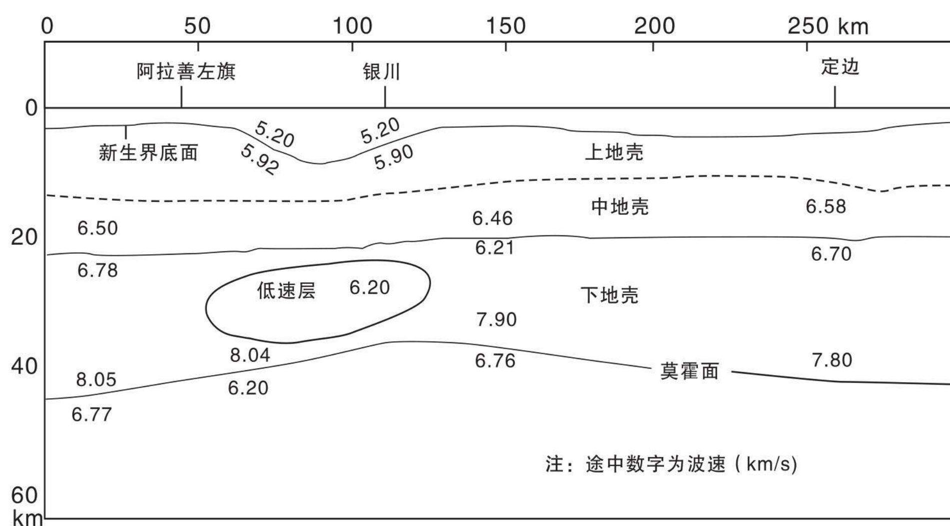


图4–8　阿拉善左旗–定边地震测深剖面(据国家地震局地学断面编委会，1992)

(1)贺兰山西侧的阿拉善微陆块总体地壳结构比较简单。上地壳厚15km左右，中地壳的深度范围在15～25km，下地壳的深度范围在25～45km，地壳总厚度42～46km，莫霍面自西向东有逐渐变浅之趋势。

(2)银川断陷盆地新生代沉积厚度达8km，上地壳厚度为11～15km，其界面明显下坳，与新生代以来银川地堑强烈断陷和巨大厚度的新生代沉积一致。中地壳深度在15～24km，下地壳厚度为14～24km，莫霍面埋深37～40km。银川地堑上地幔明显隆起6km左右，但是隆起顶部并不与盆地沉降中心相对应，而向东偏至黄河附近。这种特征可能为莫霍面上隆导致中、下地壳深度显著变薄。同时，在下地壳中存在一长近80km的低速异常透镜体，最低速度为6.0km/s，厚度10～15km。

(3)鄂尔多斯坳陷区壳幔结构简单，具有整体稳定的特点。在宁夏盐池、陕西定边一

带上地壳厚度11～12km；中地壳为一匀速层，厚度8～10km；下地壳厚度为18～22km，莫霍面深度40～43km。

2.银川断陷盆地剖面

该剖面北西–南东向穿过银川地堑发育的贺兰山东麓断裂、银川–平罗断裂和黄河断裂，剖面全长68.9km。利用反射波资料的速度分析获得叠加速度；结合本区的深地震折射探测获得的速度结构资料，得到了剖面上的平均速度，由此较好地求取了时间剖面上相应的深度值，相应的剖面解释结果见图4–9。

（1）银川断陷盆地浅部中、新生代地层成层性较好，反射层位丰富，地堑内新生代沉积巨厚，厚度达9000m左右；本区古生代地层成层性差；反射层位较少，上、下地壳的分界面反射和壳幔过渡带反射表现为不同于一般地层界面的反射结构形态，而是由一系列反射能量相对较强、横向上断断续续、纵向上延续时间为1s，壳幔过渡带反射的延续时间约为1.5s。表明上、下地壳分界及壳、幔分界并不是一个简单的物性分界面，而是具有一定厚度的反射夹层组成的过渡带。

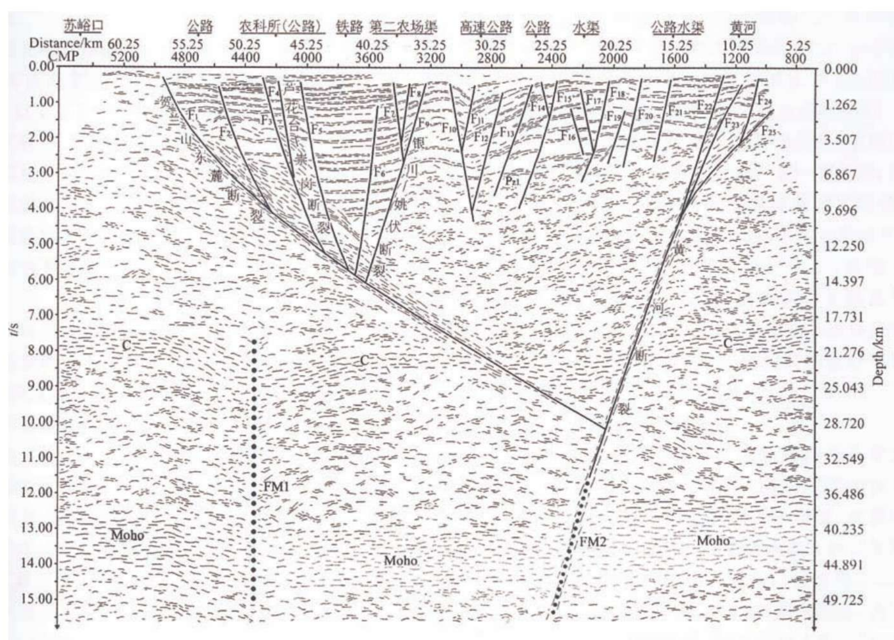


图4–9　银川盆地深地震反射剖面解释结果（据方盛明等，2009）

（2）银川断陷盆地浅部构造主要受贺兰山东麓断裂和黄河断裂控制，形成了中、新生代构造盆地，并在盆地内形成了一些次级断裂构造和褶皱，表现出地堑和地垒相间分布，背斜和向斜共生。地壳上部发育的以银川和芦花台两条纵向张性为主的隐伏断裂，构成了“堑中堑”的构造格局。这些次级断裂构造基本位于上地壳的中上部，没有进入下地壳。芦花台断裂、银川–平罗断裂则分别于12～12.5km、18～19km处交汇于贺兰山东麓断裂，贺兰山东麓断裂于28～29km处交汇于黄河断裂。在地壳的深部，存在有两条深大断

裂FM1和FM2,这两条断裂向下切穿了Moho界面,属于超壳断裂。黄河断裂向下与FM2断裂相通,因此黄河断裂是一条切穿Moho界面的深大断裂,银川地堑为以黄河断裂为主,其他断裂为辅组合而成的负花状构造。

3.永登–平凉剖面

这段剖面是1982年国家地震局组织开展的门源–平凉–渭南地震测深剖面的中段,是青海门源至福建宁德地学断面的组成部分。剖面自西南向北东跨越了中祁连加里东造山带、北祁连加里东造山带和鄂尔多斯地块,剖面解释结果见图4–10。

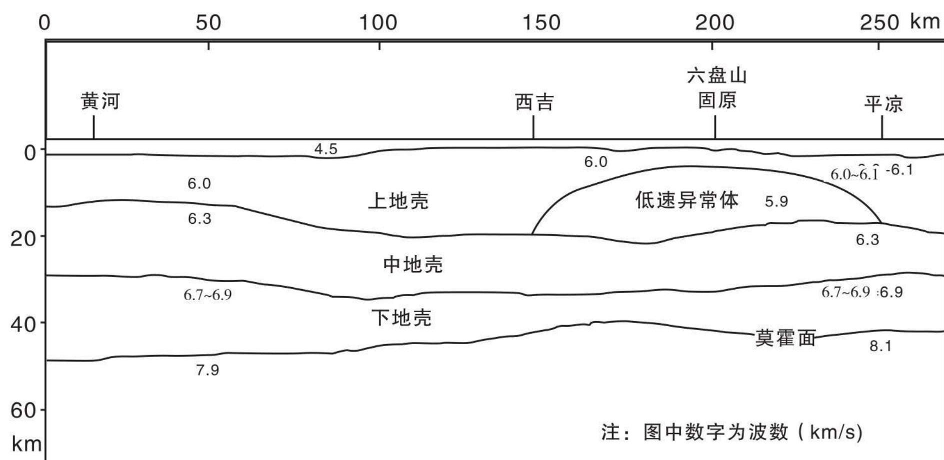


图4–10　永登–平凉地震测深剖面(据国家地震局地学断面委员会,1992)

该段剖面可分为3个小段,西吉测点以西属中祁连加里东造山带;西吉以东至固原一带属北祁连加里东造山带;固原以东属鄂尔多斯地块。

(1)中祁连加里东褶皱带岩石圈结构速度为:沉积盖层厚度2.5 ~ 4km,层速度4.9km/s;上地壳东厚西薄,厚度14 ~ 19.5km,层速度5.9 ~ 6.2km/s;中地壳厚度为12 ~ 17km,层速度6.25 ~ 6.6km/s;下地壳由西向东减薄,厚度为10 ~ 21km,层速度6.7 ~ 6.9km/s。地壳总厚度为45 ~ 52km,地壳平均速度6.35km/s,上地幔顶部速度为7.9km/s。

(2)北祁连加里东造山带岩石圈结构速度为:沉积盖层厚度4km,层速度4.9km/s;上地壳较厚,厚度为19 ~ 23km,层速度6.13km/s,在上地壳有一低速层,厚约11km,层速度为5.9km/s;中地壳厚度为9.5 ~ 12.5km,层速度6.3km/s;下地壳较薄,厚度为7 ~ 12.5km,层速度6.8km/s,最薄处位于六盘山。地壳总厚度为42 ~ 44km,地壳平均速度6.16km/s,上地幔顶部速度为7.9km/s。

六盘山附近的深大断裂是中国东西两大构造单元的分界线。与其两侧地壳结构不同,上地壳巨厚,比中、下地壳总厚度还大,而下地壳变薄,最薄处只有7.0km。王椿镛等(1995)分析认为,在六盘山中、下地壳上隆,与六盘山地形呈正相关,形成细颈构造,呈现自下而上仰冲推覆形态。鄂尔多斯地块的中、下地壳有向六盘山下插的趋势。地壳由深

部到浅部向北或向东方向仰冲,而东部鄂尔多斯台块的地壳被动下插,使块体本身形成左旋扭动的菱形地块。

(3)鄂尔多斯地块岩石圈结构速度为:沉积盖层厚度2km左右,层速度5.1km/s;上地壳厚度约17km,层速度6.1km/s;中地壳厚度14km,层速度6.35km/s;下地壳厚度为12km,层速度6.7km/s。地壳总厚度46km,地壳平均速度6.19km/s,上地幔顶部速度为8.1km/s。

4.兰州-靖边剖面

该剖面是由中国科学院地质地球物理所和中国地震局地球物理勘探中心合作完成的玛沁-兰州-靖边地震测深剖面的北段。该剖面由甘肃会宁进入宁夏,经海原和同心到陕西靖边,长约500km。剖面解释结果见图4-11。

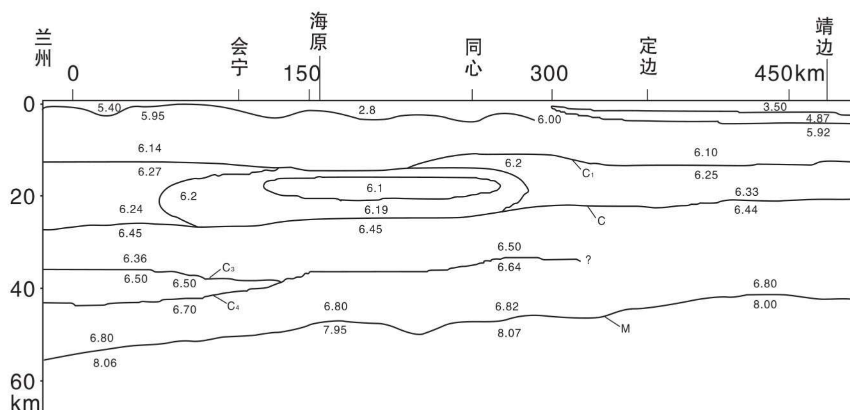


图4-11　兰州-靖边地震测深剖面(据李松林等,2002)

地壳在垂向上以C界面为界可分为上地壳和下地壳两大层,横向上变化剧烈。沿剖面莫霍面自北东向南西地壳厚度逐渐变厚,并在海原附近起伏较大。除C界面外,上、下地壳还存在一些次一级界面。同心以南速度结构变化得更趋复杂化,在会宁和海原至同心间C界面上方出现了一个低速层。并且在海原附近,C界面和莫霍面出现异常,这两个界面不再是尖锐的速度界面,而是复杂的过渡带,可能与上地幔的底侵作用有关。

与永登-平凉剖面对比,在海原附近该剖面C界面的深度比永登-平凉剖面解释的上地壳深度略深。如果认为C界面与永登-平凉剖面解释的上地壳底面相当,则与永登-平凉剖面解释的六盘山断裂带上地壳巨厚的结果相一致。而且在六盘山西缘断裂处上地壳底部存在低速层,该剖面在海原附近的C界面上方同样也显现低速层。另一个与永登-平凉剖面相似的特点是,该剖面在海原附近莫霍面顶面埋深较两侧浅,显示有上隆的趋势。

5.西吉-中卫剖面

该剖面由中国地震局地球物理勘探中心于1999年完成,南起宁夏西吉苏堡乡,向北经海原、中卫,至内蒙古阿拉善左旗乱井子西南7km处。剖面全长248km,跨越了海原大断裂、中卫-同心断裂带。图4-12是李松林等(2001)给出的剖面壳幔二维速度结构的解释的结果。

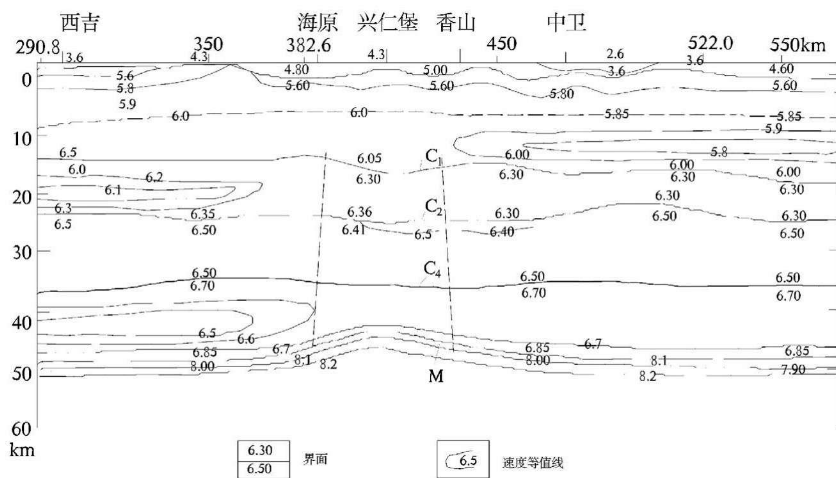


图4-12　西吉-中卫地震测深剖面(据李松林等,2001)

P波速度结构以C2界面为界分为上、下两层地壳。上地壳又分为3个层位,上部为以虚线以上部分,中部为虚线至C1界面的层位,C1至C2界面之间是上地壳下部。下地壳由C4界面划分为两个层位,其上部为C2与C4界面之间的层位,下部C4至莫霍面之间的部分。测深结果表明,沿这条剖面上,在宁南弧形构造带及其北、南两侧3个区域的岩石圈速度结构在纵向和横向上均具有明显的非均匀性,地壳厚度变化大,在宁南弧形构造带中部莫霍面隆起5km左右,宁南弧形构造带北南两侧的上地壳中存在不同的低速块体。表4-2列出各段结构参数。

表4-2　西吉-中卫地震测深剖面各段速度结构参数

分层		层参数	西吉	宁南弧形构造带	香山以北
上地壳	上部	厚度（km）	10.0	7.5	8.5
		速度（km/s）	3.6 ~ 6.0	3.6 ~ 6.0	2.60 ~ 5.85
	中部	厚度（km）	6.0	11.0（兴仁）	9.6
		速度（km/s）	6.00 ~ 6.05	6.00 ~ 6.05	5.85 ~ 6.00(5.80)*
	下部	厚度（km）	10.5	10.5	5.5 ~ 8.5
		速度（km/s）	6.00 ~ 6.35(6.10)*	6.30	6.30
下地壳	上部	厚度（km）	9.6 ~ 13.2	11.0	10.8 ~ 13.5
		速度（km/s）	6.60	6.40	6.50
	下部	厚度（km）	14.0	6.3（兴仁）	12.6
		速度（km/s）	6.70 ~ 6.85(6.5)*	6.70 ~ 6.85	6.70 ~ 6.85
地壳总厚度（km）			49	45	48

6.地壳速度分层与地壳厚度

根据不同研究者的结果,宁夏地区地壳速度结构的基本轮廓归纳如表4-3。

表4-3 宁夏及邻近地区地壳速度结构

层位	层参数	银川地堑	西海固地区	鄂尔多斯地块	阿拉善微陆块
沉积层	底面埋深(km)	5~8	2~4	3~5	2~3
	纵波速度(km/s)	5.20	4.4~5.7	5.20	5.20
上地壳	底面埋深(km)	11~15	19~23	11~12	13~15
	纵波速度(km/s)	5.90~6.38	5.9~6.1	5.9~6.2	5.92~6.33
中地壳	底面埋深(km)	20~22	33~35	20~21	22~24
	纵波速度(km/s)	6.22~6.33	6.2~6.3	6.20~6.22	6.33
下地壳	底面埋深(km)	36~40	42~49	40~43	43~48
	纵波速度(km/s)	6.5~6.6	6.7~6.9	6.5~6.6	6.5~6.8
地壳总厚度(km)		36~40	42~49	40~43	43~48

(1)因构造环境及地质演化历史不同,宁夏及邻区地区各地岩石圈结构特点存在较大差异。银川断陷盆地和六盘山断裂带位于构造活动强烈的南北地震带上,在其形成的历史过程中,受3个动力性质不同的地质块体——青藏地块、鄂尔多斯地块和阿拉善微陆块的交互作用,地壳结构较为复杂。具有岩石圈结构层变异强烈、地壳厚度突变显著的特点。

(2)地壳总厚度总体趋势是南部大于北部。由于南部处于青藏高原北东边缘向华北陆块的过渡带,其地壳厚度介于青藏高原(厚度约60km)与华北陆块(约42km)之间;北部银川地区地壳总厚度约小于40km。

(3)在银川地堑和六盘山断裂带存在低速异常体。银川地堑地壳中存在长度近80km的低速异常透镜体,厚度为10~15km;在六盘山断裂带,上地壳存在厚度约11km的低速透镜体。

(4)鄂尔多斯地块和阿拉善微陆块,地壳结构相对简单,地壳分层比较平坦,莫霍面起伏不大,是整体相对稳定的构造单元。

二、区域重力场特征

重力作为地球上最基本的力源之一,重力场的变化直接显现了在大地构造轮廓,塑造了地壳结构的基本特征。布格重力异常是进行了高程和中间层改正之后的重力异常。由于布格重力异常消除了海平面到观测点之间的物质影响,因此,它主要是地壳浅层和深层地质构造及介质密度横向分布不均匀的综合效应。

从区域背景上,宁夏处于中国大陆东、西两个布格重力异常区的分界部位,异常幅度一般在-200mGal左右。宁夏北部是鄂尔多斯平缓负异常区和银川重力低值异常区。宁夏南部则位于青藏高原周缘巨大重力梯级带的北东缘,重力异常在六盘山断裂带附近呈近

北南向展布，从同心以东的大罗山向南延伸到固原、甘肃庄浪至陇县，为六盘山、龙门山一线的巨大重力梯度带的北段部分。同心以西，在中宁、中卫一带异常转为北西向，向河西走廊延伸，并入祁连山重力梯度带。宁夏南部重力异常总体上显示了与宁南弧形构造带一致的形态。

宁夏地区布格重力异常分布如图4–13。可概括总结如下特点：

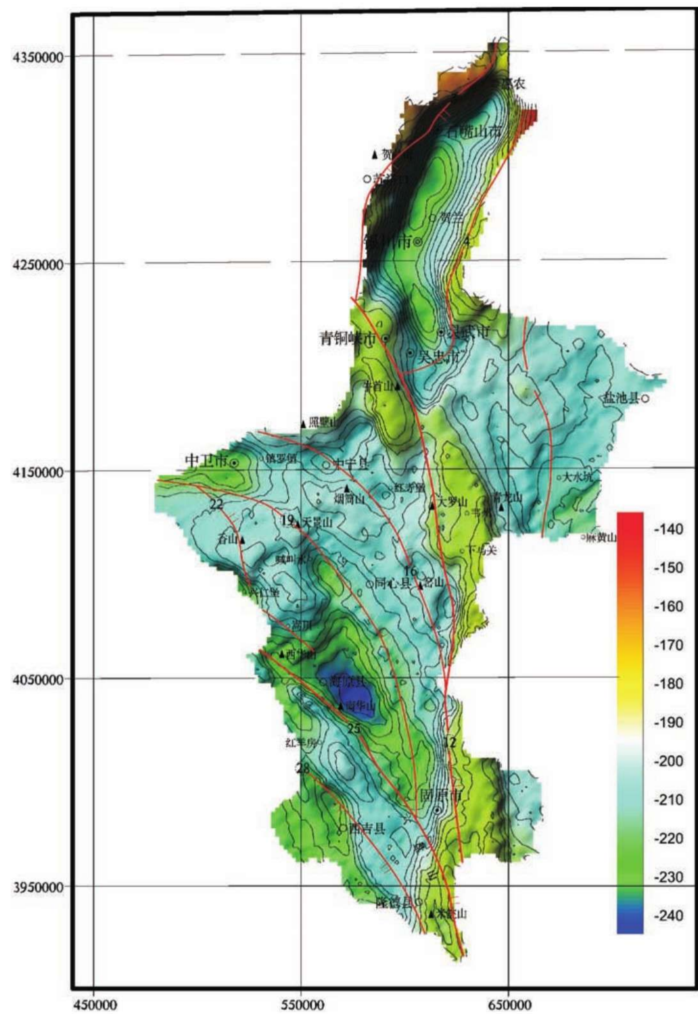


图4–13　宁夏弧形构造带布格重力异常
（红色线段为地表断裂分布）

（1）宁夏布格重力异常值由北东（陶乐地区）向南西（西吉地区）呈下降趋势，下降幅度为 $80\times10^{-5}ms^{-2}$。在地形上，陶乐地区平均海拔高度1100m，西吉县三合一带平均海拔2100m，其重力分布与地形起伏呈镜像关系。这种异常现象，依地壳均衡理论解释，说明宁夏区内地壳下界莫霍面北东升、南西降。由区域重力场反演莫霍面深度（地壳厚度）的资料可知，陶乐地区地壳厚度为47km，西吉地区地壳厚度为50.5km。依此，可以认为布格重

力异常的变化趋势反映了宁夏地区地壳内部的质量分配已趋于达到某种程度上的均衡。

(2)以青铜峡–固原南北重力梯级带为界,其东、西两侧地区的重力场特征有着明显的不同:

东部地区,布格异常等值线之拉长方向主要为南北、北北东,次为北北西;相对重力高、重力低的异常形态规则,整体性强,规模较大,似有“稳定”区型的重力场特征。布格异常主要反映了该区中生代大地构造发展阶段的构造形迹或形变。

西部地区,布格异常的等值线以北北西–北西西向展布的弧形为特色,重力高与重力低异常带平列相间,排布较紧密,具有活动区的布格异常分布特点,它们反映了由中新生代地壳运动建造的弧形构造的分布规律。而介于这两个地区之间的青铜峡–固原南北重力梯级异常,显然是划分不同构造单元分界的重要地球物理标志。

(3)布格重力异常图凸显出宁夏地区的区域构造格局。区内有几条较大规模的重力梯级带纵横于全区,它们都分布在区内构造起伏强烈的隆起带与沉降区之间的过渡部位上。从布格异常梯级带的走向分布规律来看,大体上可分为三组:

①南北向梯级带:青铜峡–固原、白土岗(西)–彭阳等梯级带。这一组的规模最大,延伸长度≥280km;

②北北东向梯级带:贺兰山东、西两麓山前、银川平原黄河区段、横山堡–布拉格等梯级带。它们的延展长度分别为120～140km;

③北北西–北西西弧形梯级带:香山北麓(甘塘)–三营、西华山–南华山–六盘山、西吉–隆德。其中甘塘–三营梯级带延伸长度为260km,余者长度150～160km。这组梯级带向南东分别收敛于青铜峡–固原梯级带,并与之成锐角切接。

除以上区域性重力梯级带外,还有东西向、北西向梯级带分布,如卫宁北山南缘、烟筒山北东麓等梯级带,但它们的规模相对较小。

纵贯和横跨全区的重力梯级带,反映了区域性断裂(带)的分布特征、构造线方向及所属构造单元。而被两相邻的区域性断裂所围限的壳体,或质量剩余,或质量不足。“剩余者”的地面重力分布,表现为相对重力高,如与青龙山–云雾山、西华山–月亮山、贺兰山、横山堡–陶乐等相对应的重力高带,即是其例;而“不足者”引起的地面重力变化,则表现为相对重力低,如银川地堑、天环向斜及海原断陷和卫宁断陷等相对重力低区。这些较大规模的隆起带和坳陷(或断陷)区的区域构造轮廓的形态在布格异常图上显示的尤为清楚。

(4)区域性重力梯级带,反映了地壳深部构造沿此带发生了剧烈的变化。因此,在地壳运动的不同历史阶段中其活动性也最为强烈。从板块构造角度来看,它是不同板块之间相互碰撞挤压的地质缝合线。

三、区域磁场特征

磁异常主要由磁性岩(矿)石在地球磁场磁化作用下而产生,其中岩石磁性是内因,地球磁化场是外因。地壳中的岩石和矿体处在地球磁场中,从它们形成时起,就受其磁化而具有不同

程度的磁性，研究岩石磁性，可直接用来解决某些基础地质问题，如区域地层对比、构造划分等。从宁夏航磁异常分布图(图4-14)可以看出，宁夏磁异常表现以下几个特点：

(1)大概以北纬37°20′为界，宁夏航磁异常南北表现为明显的差异性，其南部磁场强度总体高于北部，这种南北磁场显著的差异性明显受控于组成盖层沉积厚度和结晶基底岩系磁性差异。

(2)北部广大地区多为平静负磁异常，场值在-50nT左右，在平静磁场背景上分布有青铜峡和马家滩二个孤立的磁异常，从这些特征来看，宁夏北部新生界-古生界沉积较厚(从收集的物性磁参数来看，新生界-古生界地层岩石均属弱磁-无磁性)；而对于青铜峡、马家滩两个孤立异常，很可能是具有一定埋深、侵入于下古生界地层中的基性-超基性岩体所致。

(3)西南部以正磁异常为主，且宏观上磁异常差异明显、规律性较强，这些明显的规律性与北祁连早古生代造山带相对应。卫宁北山、香山地区显示了弱的正磁异常，对应于腾格里增生楔古生界-新生界沉积盖层。

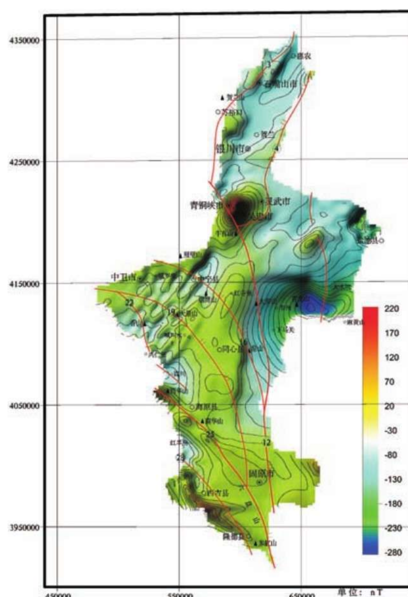


图4-14　宁夏地区航磁异常化极

(红色线段为地表断裂分布)

(4)西南部分布有西、南华山-西吉盆地相互近于平行的三列呈北西-南东向弧形带状强磁异常带。这些特点一方面表现了本区域构造特征，另一方面可能反映了磁性基底岩石的埋深、岩相及变质程度的差异。西、南华山磁异常带的走向及范围与长城系海原岩群变质岩系组成的南、西华山凸起带一致，ΔT强度一般为200nT，个别达300～400nT，为具较高磁性的海原岩群所为；西吉盆地磁异常带为一走向北西的串珠状呈线性排列的异常带组成，延伸至甘肃境内，以正、负变化的异常为特征，异常呈波状起伏，反映了沿断裂带

侵入的隐伏中酸性、基性-超基性岩体所致。

四、岩石圈电性结构

大地电磁测深方法是研究地壳深部结构的重要手段，是利用天然电磁场，探测地壳上地幔电性结构的有效方法。通过第二章总结19世纪60年代以来在宁夏及青藏高原东北缘地区的一维、二维大地电磁勘探成果，基本获知了宁夏地区地壳电性分层结构情况。下面就宁夏北部、中部及南部地区分别介绍岩石圈电性结构特征。需要说明的是，因前期大地电磁测深点距较大，除詹艳等(2008)所做的过兴仁-蒿川-盐池方向剖面点距5~10km外，宁夏其余区域大地电磁测深剖面点距都在20km以上，这种勘探精度解决下地壳、地幔等深部结构尚可，但是解决宁夏地区复杂的中上地壳电性结构具有一定的局限性，所以以下统计结果显示的电性界面埋深存在一定局限性；另外，大地电磁观测的电阻率为地下电性特征在地表的综合反映，现有一维、二维甚至三维反演算法都无法获得深部真实电阻率值，故统计的电阻率值也只是具有一定参考价值的相对变化情况。

1.宁夏北部地区

表4-4为根据前期大地电磁勘探成果总结的宁夏北部及相邻地区的地壳上地幔电性分层结构。

表4-4　宁夏北部及相邻地区壳幔电性结构分层

层序	银川地堑			鄂尔多斯地块			阿拉善微陆块		
	电阻率（Ω.m）	厚度（km）	底面深（km）	电阻率（Ω·m）	厚度（km）	底面深（km）	电阻率（Ω·m）	厚度（km）	底面深（km）
1	5 ~ 50	2 ~ 5	2.4 ~ 5	50	1 ~ 2	1 ~ 2	100	1 ~ 2	1 ~ 2
2	600 ~ 1000	16 ~ 19	19 ~ 22	30	5 ~ 8	6 ~ 10	50	12 ~ 15	14 ~ 18
3	1 ~ 20	6 ~ 8	25 ~ 27	1000	20 ~ 25	30 ~ 32	400	12 ~ 15	29 ~ 30
4	1000 ~ 5000	60	85 ~ 89	10 ~ 12	7 ~ 8	36 ~ 39	10 ~ 70	7 ~ 9	37 ~ 38
5	0.2 ~ 12			10^3 ~ 10^4	87 ~ 92	123 ~ 131	5000	75	112
6				10			8 ~ 17		

银川地堑区壳幔电性结构大致可分为5层，其下方存在壳内低阻层和上地幔隆起，隆起区呈南北狭长形展布，自石嘴山至吴忠南，长约160km。上地幔第一高导层顶面埋深在62～85km。东西方向较窄，为40～50km。隆起区基本上与地堑相吻合。

灵武以东鄂尔多斯地块区，壳幔电性结构可大致分为6层，电性层总体上变化平缓，上地幔第一高导层顶面埋深为123～131km。

阿拉善微陆块与鄂尔多斯地块相类似，具有变化平缓的特点。地壳上地幔电性上大致亦分为6层结构，壳内第一低阻层电阻率为50Ω·m，厚度12～15km，底面埋深为14～18km，上地幔第一高导层顶面埋深为112km。

2.宁夏中部地区

该区涉及两个大的地质构造单元，以牛首山–罗山断裂为界，东侧为鄂尔多斯地块，西侧为腾格里增生楔。依据前述大地电磁测深剖面解释结果，将本区域壳幔电性大致可分为5层结构，其分层结果如表4–5。

表4–5　宁夏中部地区壳幔电性结构分层

层序	牛首山–罗山断裂以东			牛首山–罗山断裂以西		
	电阻率（Ω·m）	厚度（km）	底面深（km）	电阻率（Ω·m）	厚度（km）	底面深（km）
1	6～9	1.5～2.5	1.5～2.5	10～50	1.5～18	6～17
2	110～270	104～108	107～110	100～1000	12～36	29～49
3	10～13	7～9	115～119	15～50	8～21	42～50
4	5000	124～127	240～246	2000	72～93	115～136
5	3			4～20	4～6	

牛首山–罗山断裂以东属鄂尔多斯地块区，电性结构简单，成层性好。上电幔第一高导层埋深在107～110km之间，并在深度约240km处出现上地幔第二低阻层，电阻率约3Ω.m。

牛首山–罗山断裂以西地区跨入腾格里增生楔（走廊过渡带），壳内电性结构与鄂尔多斯地块区截然不同。表层电阻率10～50Ω·m，厚度1.5～18km之间变化。地壳底部有一较厚低阻层，电阻率15～50Ω·m，层厚在8～21km之间，底面埋深42～50km，上地幔第一高导层顶面埋深115～136km。

3.宁夏南部地区

表4–6　宁夏南部地区壳幔电性结构分层

层序	彭阳–庆阳			固原–西吉			海原		
	电阻率（Ω·m）	厚度（km）	底面深（km）	电阻率（Ω·m）	厚度（km）	底面深（km）	电阻率（Ω·m）	厚度（km）	底面深（km）
1	30～39	8～11	8～11	25～75	7～9	7～9	8	3	3
2	256～492	33～45	28～43	225～1860	18～27	28～34	200	6	9
3	14～16	5～12	32～55	1.4～6	1.4～6	29～38	3	2	11
4	130～433	19～33	77～89	1000	40～45	82～88	200	63	74
5	15～26	3～4	82～92	3.8～6	1～7	89～92	0.6		

固原以东的彭阳和庆阳地区，大地构造上属于鄂尔多斯西缘坳陷带南端，表层电阻率30～39Ω·m，厚度8～11km。壳内低阻层顶面埋深为28～43km，厚度5～12km，上地幔第一低阻层顶面埋深为77～89km。

海原地下电性分层与其周围地区有所差异。壳内低阻层埋深在10km左右。上地幔第一低阻层顶面埋深为74km，显示存在上地幔上隆。同样固原测点亦显示沿海原断裂带上地幔第一高导层有上隆趋势，隆起带的中心可能位于海原附近。

4.壳幔电性特征

综合以上结果，宁夏地区深部电性结构具有以下特点:

（1）地壳上地幔电性层状结构可大致分为5～6个电性层。一般而言，地壳表层低阻层普遍发育，电阻率从几欧姆米到几十欧姆米，厚度不等，约1到几千米，与中、新生代沉积层相一致。中下地壳存在1～2个厚度几千米的低阻薄层。

（2）不同的地质构造单元，深部电性结构差别明显。鄂尔多斯地块和阿拉善微陆块区的电性层横向变化平缓，成层和整体性好，表明这两个地块较为完整，相对稳定，在很长的地质历史时期内较少受到形变破裂。上地幔第一高导层埋深较大，顶面埋深在110～130km范围，表明来自上地幔的垂直作用力较弱。而位于构造活动剧烈的银川断陷盆地和走廊过渡带的宁夏南部地区，电性结构复杂，电性界面起伏大，并且壳内有几个低阻层分布，反映了剧烈的构造作用和深部物质运动的结果。

（3）深部电性结构特征与地质构造有着较好的对应关系。例如，在定边–景泰和永靖–

庆阳剖面上，位于牛首山–罗山–固原断裂带经过处壳内低阻层位明显错位，显示了深部电性结构特征与地质构造存在很好的一致性。

（4）壳内低阻层一般被认为起因于岩石脱水和部分熔融，通常为地壳脆弱韧切转换带。在本区壳内低阻层深度一般在20～30km。

第三节　岩石物性特征

通过收集整理前人成果报告及在贺兰山、牛首山、南西华山、罗山及崛吴山等区域对出露岩石的物性参数进行了系统测量，宁夏及邻区物性特征可概括为：

一、磁性特征

宁夏区域性的原始磁性参数资料很少。近年来宁夏地矿局所属单位在贺兰山，南–西华山以及西吉、静宁等地测定了一些岩（矿）磁性参数（表4–7），可以看出，变质岩系除南–西华山发育的绿片岩相具较强磁性外，均为弱磁或无磁性；基性岩脉磁性较强；中酸性侵入岩一般为弱磁，少数花岗岩闪长岩可达中等磁性，总结如下：

表4–7　岩矿石磁参数统计一览表

岩性	块数	磁化率 1/4π×10⁻⁸SI		剩磁 10⁻³A/m		备注
		变化范围	平均值	变化范围	平均值	
辉绿岩	20	12~622	116	119~3400		石炭井
辉绿岩脉	40	33~1218	209	78~65609	7385	石炭井
辉长石脉	26	32~11833	891	380~318376	2874	土井–马夫峡子
辉绿岩	77	28~219	127		2874	土井–马夫峡子
辉绿岩	56	最大值4970	530	最大值1470	370	土井–马夫峡子
闪长玢岩	30				0	土井–马夫峡子
蛇纹石及角闪橄辉岩	10	149~930	425	0~1517	729	石炭井
闪长玢岩脉	2	103~127	115	0~424	212	石炭井
变质基性岩	7	86~4726	1340	0~11524	2479	西华山
赤铁矿石	4	0~17	8	0~479	240	石炭井
翟特梁赤铁矿石	30	2~509	38	100~18658	485	石炭井
八号泉赤铁矿石	30	2~400	23	56~13804	315	石炭井
赤铁矿石	64	2.8~14	8	95~570	351	土井、马夫峡子

续表

岩性	块数	磁化率 1/4 π×10^{-8}SI		剩磁 10^{-3}A/m		备注
		变化范围	平均值	变化范围	平均值	
铜矿石	7		0		0	西华山
片麻岩	35	23~120	35	326~2853	2316	石炭井
变粒岩	24	62~149	102	215~506	348	石炭井
花岗混合岩	1		31		327	石炭井
花岗混合岩	30		0		0	石炭井
灰色千枚岩		最大值483	271	最大值1581	456	土井、马夫峡子
灰黑色千枚岩		最大值489	80	最大值13841	2755	土井、马夫峡子
绿泥纳长石英片岩	12	159~3128	1505	0~192	107	西华山（23块无磁）
云母石英片岩	19	77~4098	1324	0~19899	1840	西华山（5块无磁）
云母纳长石英片岩	10	491~4224	2298	0~469	33	西华山（72块无磁）
云母绿泥钠长石英片岩	15		0		0	西华山
白云纳长石英片岩	93				0	西华山
角闪橄榄、二辉岩	24	1303~7317	2807	300~3400	1658	静宁
角闪岩		14154	3007		320	西吉南岩芯
玄武安山岩	77		6516		0	静宁（12块有磁）
长石脉	3		0		0	石炭井
混合岩	55		0		0	石炭井
云母岩	4		0		0	石炭井
碎屑岩	3		0		0	石炭井
花岗岩	8		0		0	石炭井
石英岩	2		0		0	石炭井
伟晶岩	3		0		0	石炭井
板岩	2		0		0	石炭井
灰岩	45		0		0	石炭井
石英砂岩	18		0		0	西华山
大理岩	129		0		0	西华山
青灰大理岩	9		0		0	西华山
矿化脉石英	19		0		0	西华山
含粒砂岩	21		0		0	西华山
砂岩	31		0		0	西华山
煌斑岩	16		0		0	西华山

1.沉积岩为无磁性或弱磁性；

2.太古代——早元古代变质岩以海原、固原、同心、盐池以北地区为弱磁性；同心、固原以东、盐池以南磁性较强。基底磁性偏高一定程度上取决于变质岩系的原岩成分；

3.海原以南、六盘山以西地区，下古生界中基性、基性岩浆岩具有强度不等的磁性。西吉-联财岩浆侵入带内中基性、基性侵入岩磁性较强；

4.基性、超基性侵入岩脉磁性较强。

二、密度特征

据宁夏物探队统计宁夏区域内的密度成果如表4-8，其密度特征可概括如下：

表4-8　宁夏全区地层平均密度变化表

<table>
<tr><th colspan="3">地质时代（代号）</th><th colspan="2">地层平均密度值</th></tr>
<tr><th>代</th><th>纪</th><th>世</th><th>变化范围</th><th>平均值</th></tr>
<tr><td rowspan="6">Kz</td><td>Q</td><td></td><td></td><td>1.47</td></tr>
<tr><td rowspan="5">R</td><td>N_2</td><td>2.32~2.44</td><td>2.37</td></tr>
<tr><td>N_1</td><td>2.36~2.47</td><td>2.38</td></tr>
<tr><td>E_3</td><td>2.26~2.57</td><td>2.48</td></tr>
<tr><td>E_2</td><td>2.37~2.54</td><td>2.44</td></tr>
<tr><td rowspan="5">Mz</td><td>K1</td><td>K_1</td><td>2.44~2.64</td><td>2.52</td></tr>
<tr><td rowspan="2">J</td><td>J_3</td><td>2.40~2.68</td><td>2.52</td></tr>
<tr><td>$J_{1\sim2}$</td><td>2.32~2.66</td><td>2.55</td></tr>
<tr><td rowspan="2">T</td><td>T_3</td><td>2.47~2.67</td><td>2.57</td></tr>
<tr><td>T_2</td><td>2.62~2.69</td><td>2.65</td></tr>
<tr><td rowspan="7">Pz_2</td><td rowspan="2">P</td><td>P_2</td><td>2.57~2.66</td><td>2.60</td></tr>
<tr><td>P_1</td><td>2.54~2.74</td><td>2.61</td></tr>
<tr><td rowspan="3">C</td><td>C_3</td><td>2.48~2.61</td><td>2.57</td></tr>
<tr><td>C_2</td><td>2.60~2.70</td><td>2.64</td></tr>
<tr><td>C_1</td><td>2.56~2.64</td><td>2.61</td></tr>
<tr><td rowspan="2">D</td><td>D_3</td><td>2.59~2.66</td><td>2.63</td></tr>
<tr><td>D_{1-2}</td><td>2.43~2.62</td><td>2.54</td></tr>
<tr><td rowspan="7">Pz_1</td><td rowspan="2">S</td><td>S_{2+3}</td><td></td><td>2.70</td></tr>
<tr><td>S_{1-2}</td><td></td><td>2.66</td></tr>
<tr><td rowspan="2">O</td><td>O_2</td><td>2.60~2.65</td><td>2.63</td></tr>
<tr><td>O_1</td><td>2.56~2.72</td><td>2.68</td></tr>
<tr><td rowspan="3">∈</td><td>$\in_3$</td><td>2.57~2.86</td><td>2.68</td></tr>
<tr><td>$\in_2$</td><td>2.66~2.74</td><td>2.69</td></tr>
<tr><td>$\in_1$</td><td>2.50~2.74</td><td>2.69</td></tr>
<tr><td rowspan="4">$Pt_{2\sim3}$</td><td>Z</td><td></td><td>2.64~2.83</td><td>2.69</td></tr>
<tr><td>Jx</td><td></td><td>2.70~2.77</td><td>2.74</td></tr>
<tr><td>ch</td><td>chhn</td><td>2.59~2.72</td><td>2.65</td></tr>
<tr><td></td><td>chnh</td><td>2.78</td><td>Pt1~Ar</td></tr>
<tr><td colspan="3">2.69~2.73</td><td>2.70</td><td></td></tr>
</table>

①同一地质时代中,相同岩性的岩石密度值随着岩石粒度的变化密度值发生相应的变化,如侏罗系中——下统中的砂岩的密度值随粒度的增大而增大。不同岩性的岩石密度值,一般灰岩高于砾岩;砾岩高于砂砾岩;砂砾岩高于砂岩。宁夏沉积岩主要由上述几种岩性的岩石组成,因而地层密度值主要取决于他们之间的共存比例。

②不同地质时代的相同岩性的岩石密度值,一般较老地层中岩石密度值高于较新地层中的岩石密度值。

③海相沉积地层的岩石密度值相对陆相沉积地层而言,具有密度值高,而且变化范围小的特点,海相沉积环境相对稳定,多含碳酸盐岩,易结晶,且有较好的静压力条件。另一方面,本区海相沉积地层在后期构造运动的作用下,岩石具有不同程度的变质。鉴于上述因素,可以得出海相地层密度值高于陆相沉积地层的密度值,因而形成本区连续而明显的密度界面的结论。

④变质岩的密度值较高,变化范围也较大,一般为(2.59~2.94)×10^3kg/m^3。我区变质岩主要有两种类型(表4–9)。不同变质类型的岩石密度值存在一定差异,变质岩系的岩石密度值高于沉积岩的密度值,但是据贺兰山地区太古界岩石密度测定结果,由太古界–下元古界组成的变质基底与中、上元古界–下古生界之间的密度差异是较小的,这给重力方法研究结晶基底的构造带来了困难。

表4–9 宁夏变质岩岩石密度统计简表

<table>
<tr><th>地层年代</th><th>岩石名称</th><th>平均密度 10^3kg/m</th><th>原岩及变质作用类型</th><th>采样地区</th></tr>
<tr><td rowspan="5">Pt1hy</td><td>钠长石绿帘阳起片岩</td><td>2.91</td><td rowspan="5">原岩为中基性火山岩碎屑沉积岩，属区域低温动力变质作用的低绿片岩相</td><td rowspan="5">海原南、西华山</td></tr>
<tr><td>钠长石绿帘绿泥片岩</td><td>2.94</td></tr>
<tr><td>云母石英片岩</td><td>2.74</td></tr>
<tr><td>炭质云母片岩</td><td>2.58</td></tr>
<tr><td>含云母大理岩</td><td>2.85</td></tr>
<tr><td rowspan="6">Arh</td><td>浅粒岩</td><td>2.60</td><td rowspan="6">原岩以富铅的半粘土质粉砂质沉积为主，属区域中、高温作用的角闪岩相–麻粒岩相</td><td rowspan="6">贺兰山中、北段</td></tr>
<tr><td>混合岩</td><td>2.70</td></tr>
<tr><td>变粒岩</td><td>2.63</td></tr>
<tr><td>片麻岩</td><td>2.70~2.76</td></tr>
<tr><td>二云母石英片岩</td><td>2.74</td></tr>
<tr><td>变粒岩</td><td>2.73</td></tr>
</table>

⑤区内侵入岩不发育，表4–10为部分侵入岩岩石密度统计。其特征是花岗岩类密度较低；斜长花岗岩类密度较高，与下古生界密度值相当，当围岩为中–上元古生界–下古生界时，花岗岩可能引起微弱负重力异常；当围岩为上古生代以来的地层时，可能引起正的重力异常。宁夏区岩浆侵入多发生在华力西期以前，因此本区用重力圈定岩体的可能性仅限于加里东–华力西期的花岗岩类。

表4–10　宁夏部分侵入岩岩石密度值统计

岩石名称	块数	平均密度 10^3kg/m^3	标本采集地
斜长花岗岩	35	2.75	静宁
花岗岩	58	2.60	静宁
花岗闪长岩	200	2.63	海原
黑云母斜长花岗岩	49	2.70	贺兰山
斜长花岗岩	50	2.68	贺兰山

三、电性特征

沉积岩地层由老至新，其电阻率基本无规律可循。按照岩性划分，以灰岩电阻率最高，高达数千欧姆米甚至上万欧姆米；其次为砂岩，电阻率为几百欧姆米；由于本次未对第四系地层进行测试，所测的沉积岩中数泥岩和页岩的电阻率最低，基本在几十欧姆米左右。变质岩地层的电阻率均相对较高，多在几百到数千欧姆米，尤其以青龙山蓟县系王全口灰色白云岩电阻率最高，达数万欧姆米。岩浆岩以花岗闪长岩与花岗岩为主，电阻率基本在2000Ω·m左右，玄武岩电阻率最高，平均值达10万Ω·m。

第五章　大地电磁测深剖面定性解释

本次研究对宁夏地区大地电磁资料的定性分析分为收集前人的分析成果及对实测资料的定性分析。对实测的大地电磁资料，需要首先把采集到的时间域信号进行傅里叶变换，转化为格式统一的功率谱信号，然后对资料进行处理得到视电阻率曲线、阻抗相位、二维偏离度、最佳主轴方向角及大地电磁阻抗张量不变量的Mohr圆、极化图表示，并绘制了各种参数的曲线、剖面和平面图件。

本章充分发挥五分量大地电磁测量的优势，基于视电阻率曲线、阻抗相位及阻抗张量的不变量参数，首先分析研究区的电性构造维性，为选择合适的反演方法进行反演计算提供依据；同时，对研究区的电性主轴方向开展分区域、分频段的多尺度分析，为大地电磁资料前期处理旋转角的确定提供参考；最后，结合视电阻率曲线和阻抗相位定性分析宁夏地区主要断裂和构造区块的电性结构特征，为进一步开展大地电磁定量解释打下坚实的基础。

第一节　电性结构维数分析

对大地构造维数反应敏感的参量较多，主要有二维偏离度、莫尔圆分析、极化图分析等。开展对这些阻抗张量不变量参数的分析研究，有助于了解大地构造深浅变化特征，指导选择合适的大地电磁反演方法对观测数据进行反演计算并评估结果的有效性，指导对电阻率反演剖面的进一步定量解释。

一、阻抗张量不变量的二维偏离度分析

作为反映地下介质电性结构维数特征的二维偏离度，其值的大小直观地展示出了沿剖面分布的地下地介质电性结构维数，因此成为判别沿测线观测的测点数据是否适合做二维反演的重要依据和评价指标。

二维偏离度的定义：

$$S=\frac{\left|Z_{xx}^{'}+Z_{yy}^{'}\right|}{\left|Z_{xy}^{'}-Z_{yx}^{'}\right|}$$

理论上，二维偏离度 S=0，表示该频率上地球结构为二维或一维；S>0 指示该频率上地球构造为三维；S越小，三维介质越接近于二维介质。野外数据采集时影响因数较多，计算

得到的S值基本上都不能满足S=0的条件，根据文献资料，我们定义当S≤0.3时，地下介质可以近似地看做是二维来研究。本次工作项目覆盖宁夏全境，以牛首山-崆峒山断裂为界限，北部工作区域南部工作区分别属于贺兰山褶断带与宁南弧形构造带，具有不同的大地构造背景及构造变形特征。在宁南弧形构造带选择A剖面及C剖面进行二维偏离度分析；在贺兰山褶断带选择E剖面进行二维偏离度分析。

1.甘肃靖远-宁夏盐池东风剖面

图5-1给出了甘肃靖远若笠-宁夏盐池东风（A）剖面所有测点随频率变化的Swift二维偏离度振幅图，分析二维偏离度的分布规律可以发现：大部分测点的二维偏离度都小于0.3，可以用二维反演算法对观测数据进行反演计算；在剖面的垂向方向，以1Hz为界，即大于1Hz时，二维偏离度值整体小于0.3，只在海原断裂带（F27）及牛首山-大罗山-崆峒山断裂（F14）附近二维偏离度值大于0.3，说明沿剖面方向浅部只在断裂附近构造较复杂，二维偏离度反映三维构造特征，其余区域二维偏离度反映二维构造特征；深部二维偏离度大于0.3测点较多，说明宁南弧形构造带深部构造变形相对剧烈。

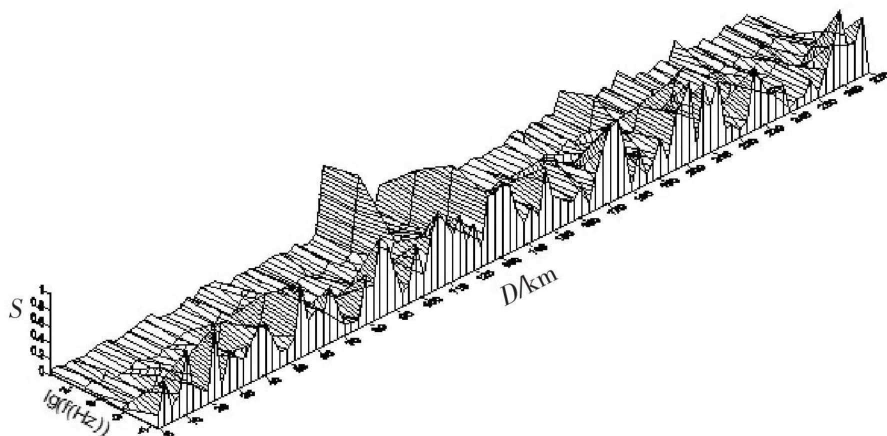


图5-1　甘肃靖远-宁夏盐池东风剖面二维偏离度

2.甘肃会宁-宁夏固原-甘肃庆城剖面

从图5-2中可以看出，在里程40km（对应郭城驿-苏堡断裂带）、100km（对应六盘山断裂带）、140km（对应青龙山-平凉断裂带）附近，其二维偏离度从高频到低频都较大，说明这些地区的地下介质的电性结构从浅部到深部都比较复杂。而在里程130～150km之间的区域（对应的是腾格里增生楔与鄂尔多斯地块的接触部位，即陶乐-彭阳冲断带），其低频部分整体二维偏离度都偏高，亦说明该段区域在深部上电性结构复杂，构造变形应该比较严重。除此之外，沿剖面的二维偏离度整体上都小于0.3，说明沿剖面分布的地下介质的电性结构整体具备二维性质，选择作二维反演是合理的。

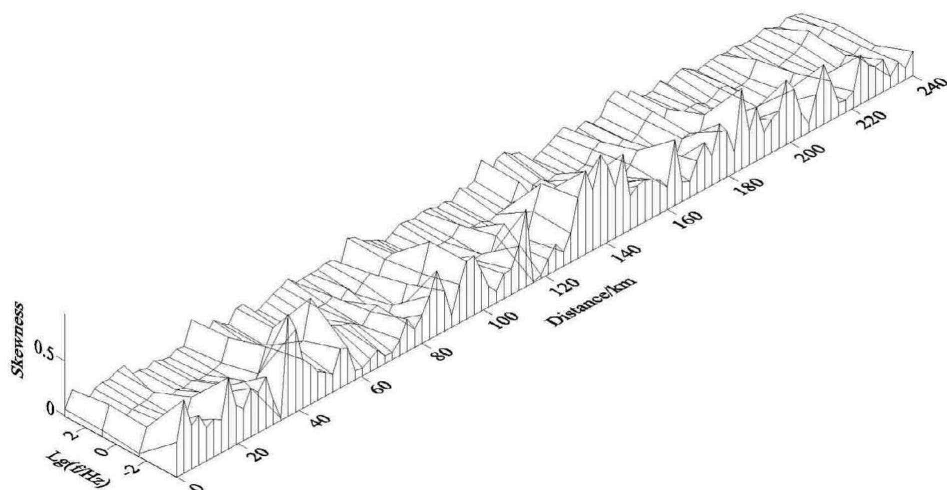


图5-2　甘肃会宁-宁夏固原-甘肃庆城剖面二维偏离度图

3.内蒙古苏木图-宁夏崇岗-内蒙古乌兰陶勒盖剖面

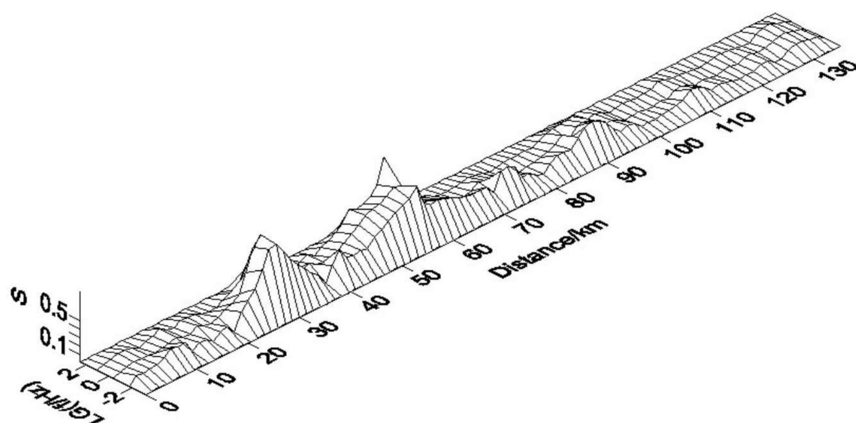


图5-3　内蒙古苏木图-宁夏崇岗-内蒙古乌兰陶勒盖剖面二维偏离度图

图5-3是内蒙古苏木图-宁夏崇岗-内蒙古乌兰陶勒盖剖面(E剖面)的二维偏离度。我们知道,银川断陷盆地覆盖有7km左右厚度的沉积地层,构造特性表现为一维或者二维构造,大地电磁测点0.1Hz以上频点的二维偏离度普遍小于0.1,与实际情况吻合较好;同时,0.1Hz到1000s的频点二维偏离度相对较高,数值介于0.2~0.4之间,是因为深部发育芦花台断裂(F4)、银川断裂(F5)、黄河断裂(F6),构造背景相对较复杂所致。吉兰泰-巴彦浩特盆地与陶乐-彭阳冲断带320Hz-1000s的频段范围内二维偏离度值都小于0.3,说明这两个构造单元从浅部到深部构造都比较稳定,表现为一维或者二维的构造特征。阿拉善东南缘隆起带与贺兰山褶断带从高频到低频二维偏离度值都较大,说明该区构造复杂,变现为一定的三维构造特征,该区燕山期处于银川断隆向贺兰山逆冲推覆的前缘地带,并发育

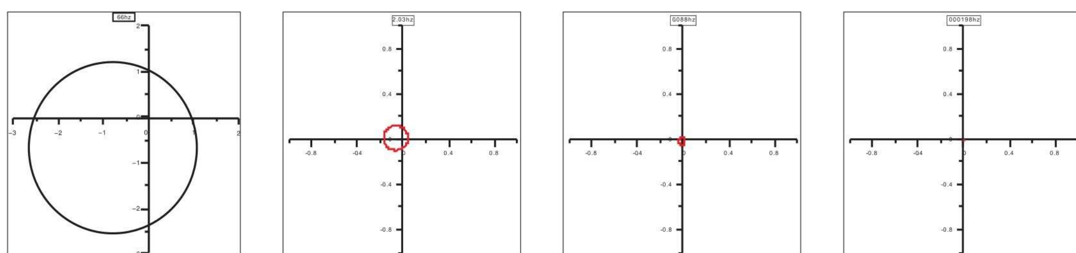
贺兰山东麓断裂与贺兰山西麓断裂的构造背景比较吻合。总体而言,除去局部地方二维偏离度值大于0.3以外,大部分地区的二维偏离度值都小于0.3,适于用二维构造对剖面开展反演计算及定性分析研究。

综合分析甘肃靖远-宁夏盐池东风、甘肃会宁-宁夏固原-甘肃庆城及内蒙古苏木-宁夏崇岗-内蒙古乌兰陶勒盖三条剖面的二维偏离度图,可以发现大电电磁测深剖面对宁南弧形构造带、贺兰山褶断带及银川断陷盆地等区域的盆山构造格局反映效果较好;三条剖面的二维偏离度基本可以反映出地电介质的实际维性特征和盆岭构造,但是由于测线与构造走向不是绝对垂直,且所过区域构造相对复杂一些,造成二维偏离度整体表现为不均匀分布的空间展布规律。总体来看,宁夏地区的地下维性以二维构造为主,可以用二维地电模型进行正演计算和反演成像研究。

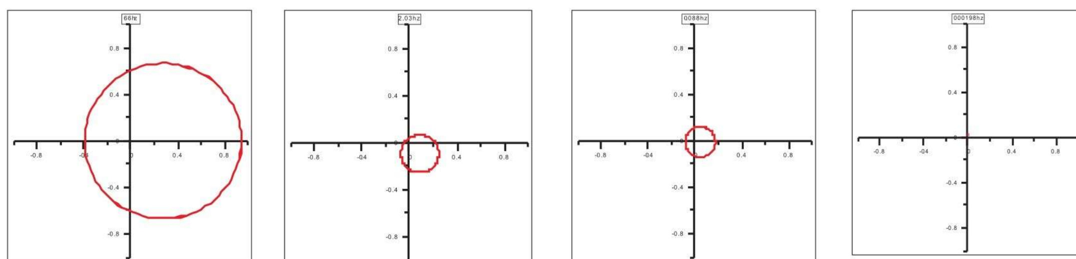
二、阻抗张量不变量的莫尔圆分析

Mohr圆分析是大地电磁(MT)测深的一种定性解释方法,通过定性分析可以得到很多有用的地电信息,最常用的用处是以图示分析为手段对构造维数的判定。对于一维构造,Mohr圆聚焦为横轴上的一个点,该点靠近圆心位置;对二维地电构造,Mohr圆的圆心位于横轴上,圆半径的大小代表地质体各向异性的强弱;对于三维构造,Mohr圆的圆心偏离横轴,偏离横轴的远近代表地质体三维构造特征的强弱。

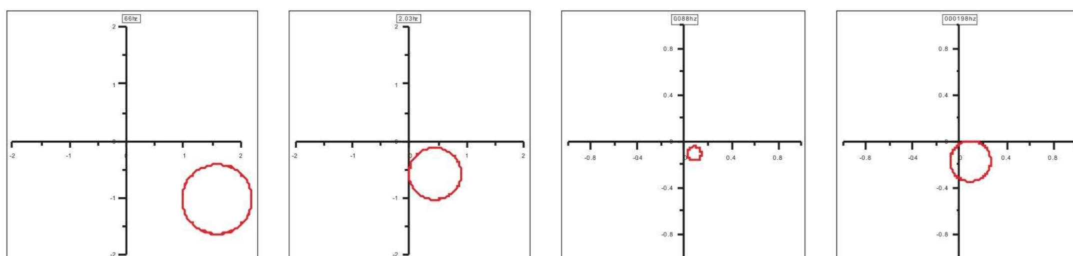
1.甘肃北城镇-阿拉善左旗查干陶勒盖嘎查剖面



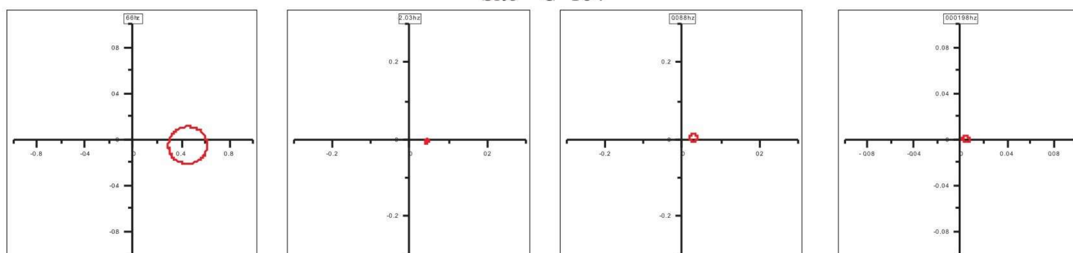
Site C-132



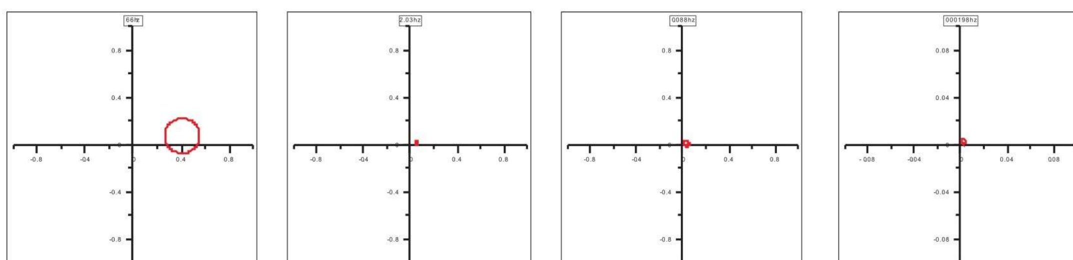
Site C-117



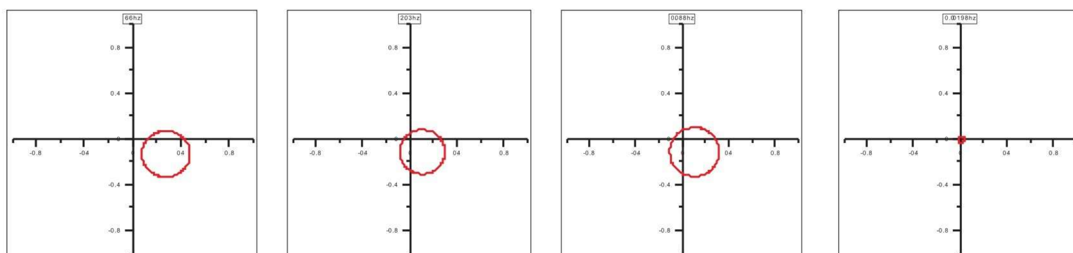
Site C-104



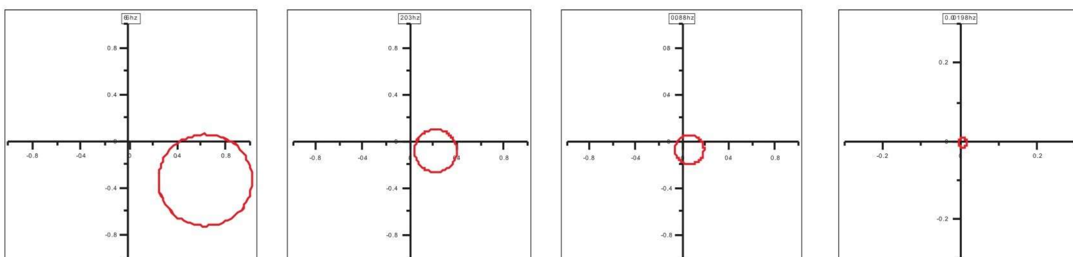
Site C-083



Site C-079



Site C-069



Site C-064

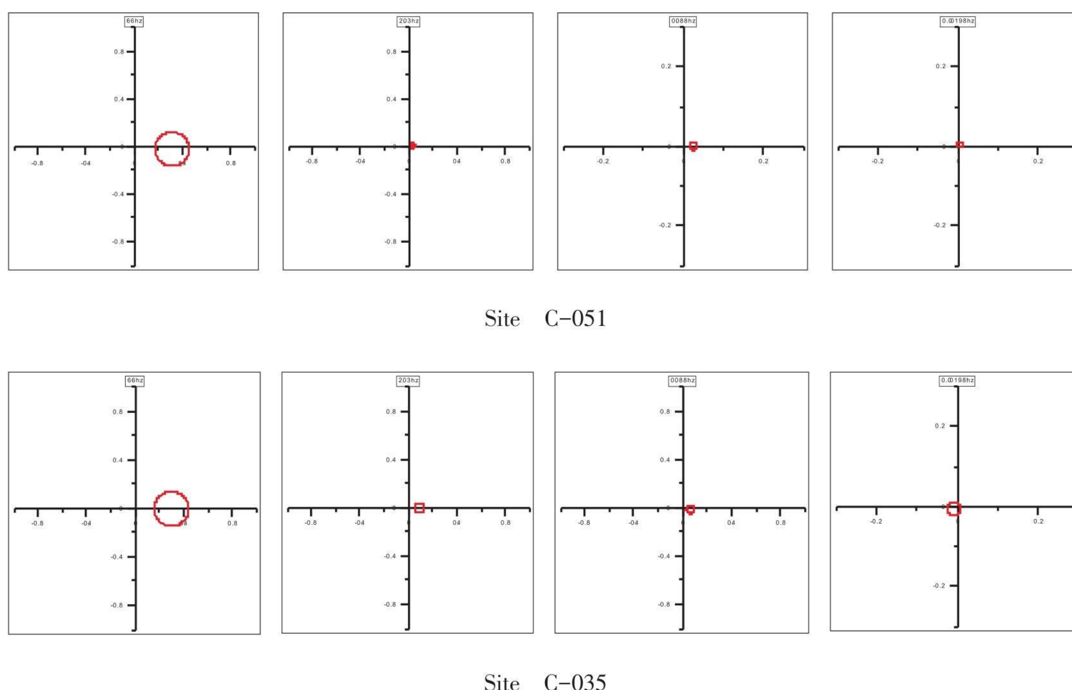
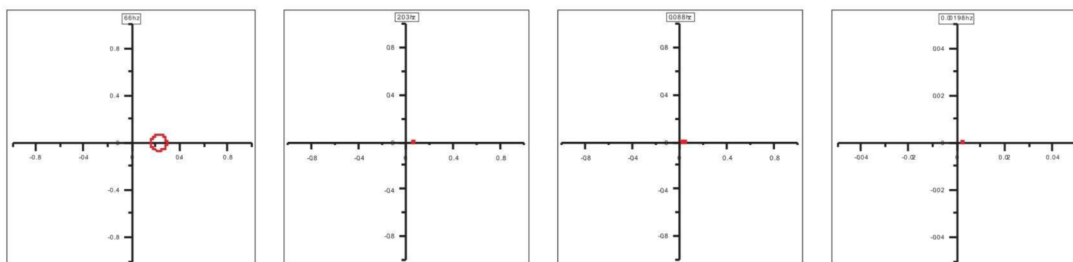


图5-4　C剖面部分测点Mohr圆分析结果

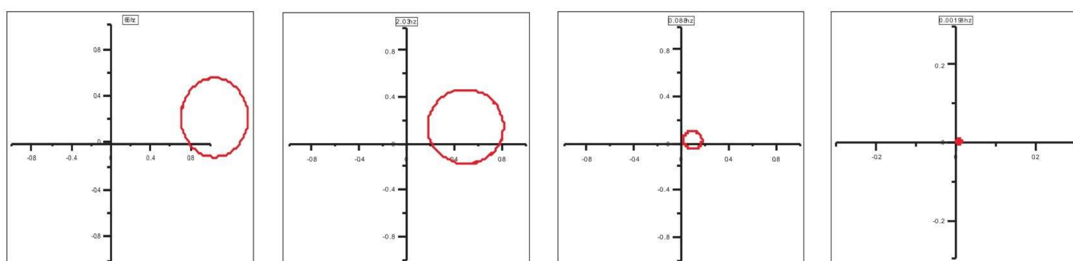
（每个测点从左至右，分别对应频率66Hz、2.03Hz、0.088Hz与0.00198Hz）

图5-4为该剖面Mohr圆部分测点分析结果，其中Site　C-035位于中祁连隆褶带内，Site　C-051位于靖远-西吉坳陷盆地内，Site　C-064和Site　C-069位于西华山-六盘山冲断带内，Site　C-079和Site　C-083位于兴仁-海原坳陷盆地内，Site　C-104位于香山褶断带内，Site　C-117位于烟筒山-小关山冲断带内，Site　C-132位于卫宁北山褶断带内。通过Mohr圆所显示的特征分析可以看到，在中祁连隆褶带靖远-西吉坳陷盆地内，中上地壳深部结构总体表现为二维构造特征；在西华山-六盘山冲断带内，中上地壳深部结构总体表现为二维构造特征，但是在Site　C-069附近，浅部表现为一定的三维构造特征，推测此处构造受到断层控制，构造变形较为严重；兴仁堡-海原坳褶带内靠近海原断裂带的区域整体表现为二维构造特征，具有一定的各向异性，靠近香山的区域，整体表现为二维构造特征，在深部具有一定的一维构造特征，在该区除浅部具有一定的各向异性外，深部各向异性参数较小；在香山隆褶带内，因为该区发育一系列逆冲推覆筵席，断层较多，构造变形较严重，从Mohr分析结果也可以看出该区域由浅部到深部都表现为明显的三维构造特征；烟筒山-小关山冲断带内的构造特征整体表现为二维构造，在深部具有一维构造特征，同时该区由浅到深，各向异性逐渐减小；卫宁北山褶断带内在66Hz与2.03Hz表现为二维构造特征，深部表现为一维构造特征，浅部各向异参数较大。通过上述分析，研究区大多数区域表现为二维构造特征，适合用二维反演算法对观测数据进行反演计算。

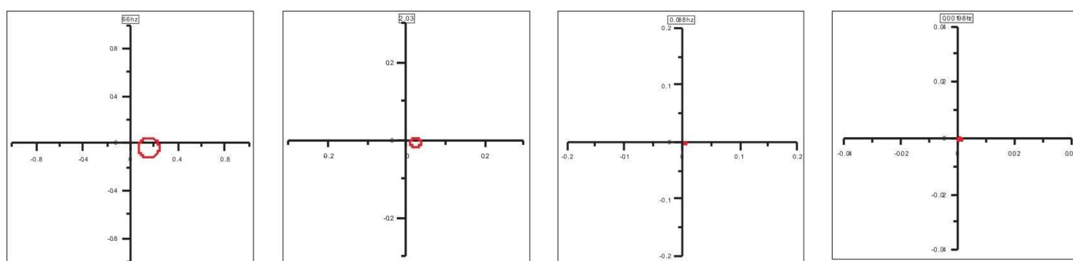
2.甘肃靖远-宁夏盐池东风剖面



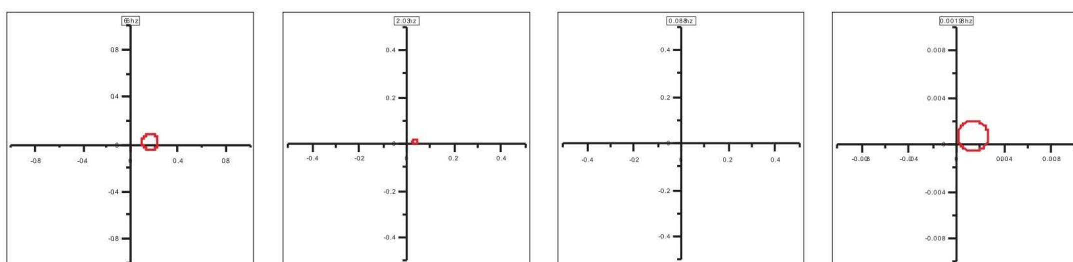
Site A-006



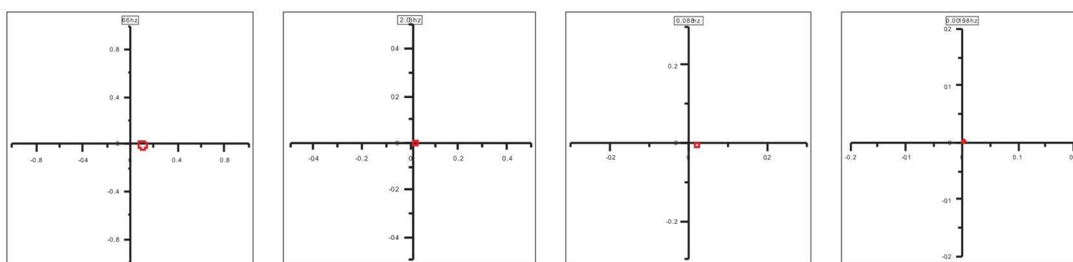
Site A-033



Site A-047



Site A-054



Site A-070

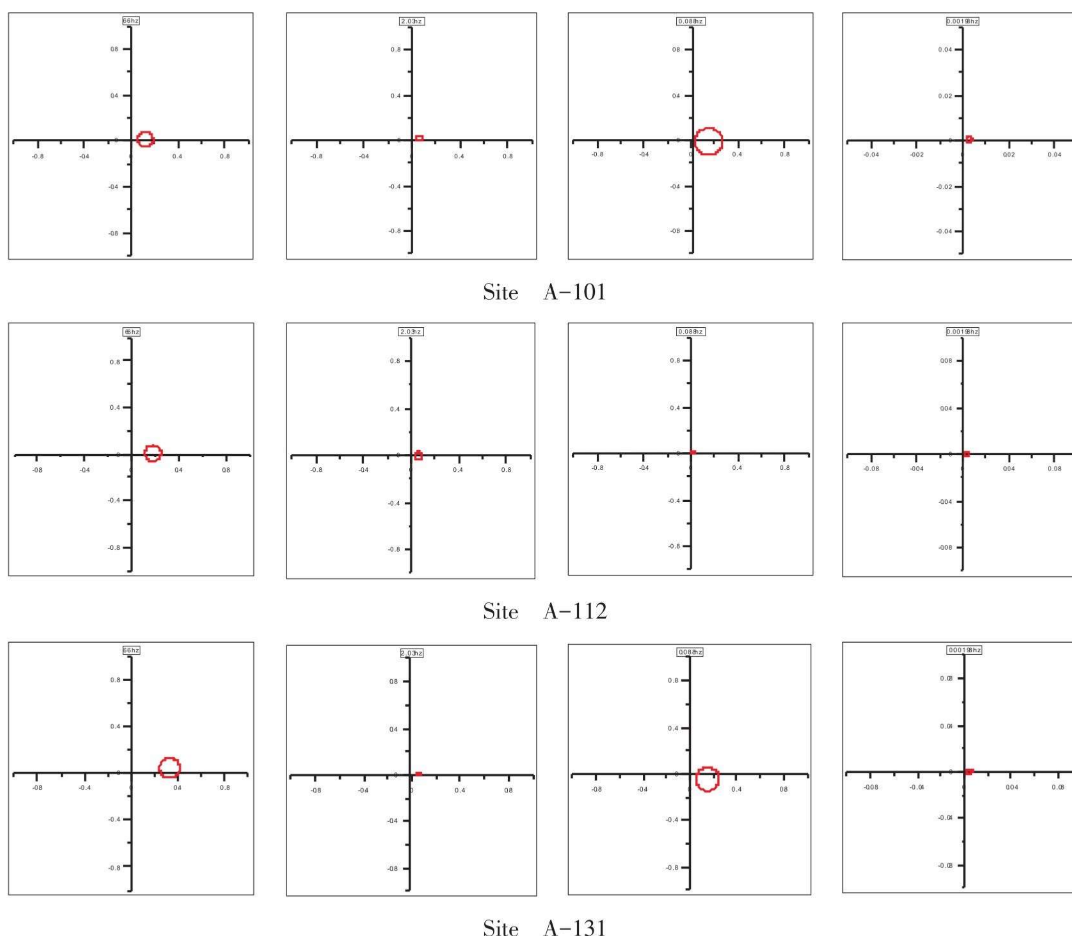


图 5-5　甘肃靖远-宁夏盐池东风的Mohr圆部分测点分析结果
（每个测点从左至右，分别对应频率66Hz、2.03Hz、0.088Hz与0.00198Hz）

Mohr分析的目的是选择典型区块内的典型视电阻率曲线，分析其所在区域的构造维度，为选择合适的算法进行反演计算提供理论依据，A剖面所经过的鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带构造较复杂，为了让选择的单点测深曲线具有代表性，在此区域尽量在介于断层见的局部稳定地块内选择单点测深曲线。上图为甘肃靖远-宁夏盐池东风的Mohr圆部分测点分析结果，其中SiteA-06位于中祁连褶带内，SiteA-33位于西华山-六盘山冲断带内，SiteA-47和SiteA-54位于兴仁-海原坳陷盆地内，SiteA-70位于烟筒山-小关山冲断带内，SiteA-101、SiteA-112位于陶乐-彭阳冲断带内，SiteA-131位于天环向斜内，也就是位于稳定的鄂尔多斯中生代坳陷内。从Mohr圆分析结果可以看到，在中祁连隆褶带内，整体表现为二维构造，在频率为0.088Hz时具有一定的一维构造特征，在该区各向异性参数都较小；在西华山-六盘山冲断带内，整体表现为二维构造特征，在浅部具有一定的三维构造特征，构造变形较严重，各向异性参数也较大；在兴仁-海原坳陷盆地内，由浅部到深部都表现为典型的二维构造特征，且该区的各向异性参数也较小，地层相对较稳定；在中卫-同心断陷

盆地内，构造变形较弱，整体表现为二维构造特征，在深部具有一定的一维构造特征；在陶乐-彭阳冲断带内，从Mohr分析结果看，所选测点下部整体表现为二维构造的特征，甚至在某些区域还具有一维构造的特征，是因为两个测点的位置均在相对稳定的小构造内，在此即处于冲起构造内；在天环向斜构造带内，由浅部到深部整体表现为二维构造的特征，各向异性参数也较小，构造较稳定，地层成层性好。由上述分析结果可以看出，A剖面深部总体表现为二维构造的特点，可以选择二维算法进行反演计算。

第二节 最佳电性主轴走向分析

当前大地电磁反演解释仍然是二维反演为主，为确保沿剖面进行二维反演时具备近似二维性特征，使选择二维反演结果的合理性可靠性得到保证，测线的布置要尽量垂直研究区的构造走向，这样可以认为地下介质的电阻率只随沿剖面方向和深度两个方向变化，而在垂直剖面方向（即平行构造走向）上电阻率是不变的，因此可以将地下介质近似成二维的。在剖面设计时，就要根据研究区内已知的构造走向来布置测线（使剖面方向尽量垂直构造走向），但是在地下深处的构造走向事先是无法知道的，这就需要通过分析各测点的最佳电性主轴来检验测线布置的合理性。

本节将利用计算所得的最佳主轴方位角，采用不同的表达方式分别对A、C剖面及B、E剖面的电性主轴方位与构造特征进行分析，A、C剖面采用由浅到深（由高频到低频）方式将不同深度频率（反映不同深部）的主轴方位投影到构造图上进行分析，而B、E剖面将单点测深曲线所有频点所反映的构造走向信息集合在一张“玫瑰花瓣图”上进行分析。

一、甘肃大沟-宁夏香山-内蒙古乱井（C）剖面

C剖面各个测点的电性主轴方位角由高频到低频比较一致，都在北西30°～80°之间变化。由于主轴方位角具有90°模糊性的特点，故需要结合宁南弧形构造带内已知的地质构造走向资料来加以约束。在研究区的构造单元图上可以看到，穿过C剖面月亮山南麓-六盘山西麓断裂、海原断裂、香山-天景山断裂、大井断裂等大型断裂，除大井断裂为近东西向外，构造走向均为近北西向或北北西向。结合上面分析的构造走向与电性主轴方位成果，可以认为研究区的构造走向为北西30°～80°变化，表明在图5-6所示构造区带上布置的剖面C基本与测区的构造走向垂直，可以采用沿C方向进行二维非线性共轭梯度NLCG反演。

大井断裂（F19）：电性主轴方位在320Hz和2.03Hz表现为近东西向，与构造走向一致；在0.01Hz、0.004Hz及0.0008Hz主轴方位角无明显的指向，变化较剧烈。主轴方位角的上述变化特点说明大井断裂为具有一定深度的隐伏断裂带，又因为频率在0.01Hz到0.0007Hz比较宽的范围内电性主轴都表现为明显指向的特点，可以看出大井断裂的规模

较大,实际地质资料也得出大井断裂为烟筒山断裂带向西延伸的隐伏部分;

天景山断裂(F21):电性主轴方位角在320Hz表现为近东西向;在2.03Hz、0.01Hz及0.004Hz主轴方位角无明显指向;当频率变为0.008Hz时,电性主轴方位角表现为具有明显指向。主轴方位角在天景山断裂附近的变化规律表明香山逆冲推覆体浅部具有一定厚度的沉积地层,频率为2.03Hz ~ 0.004Hz所对应的深度范围内构造较为发育,构造变形严重,当深度增加时,具有明显走向的二维构造特征,间接说明了香山逆冲推覆体下部构造较稳定;

海原断裂(F27):电性主轴方位除在320Hz具有一定的指向(北西向)外,其余4个频点所对应的电性主轴方位都没有明显的指向,说明海原断裂(F27)构造变形严重,且断裂带规模较大,一直到0.0008Hz所对应的深度范围内都没有消失的趋势,与海原断裂向深部延伸至壳内低阻高导层的客观事实相吻合;

香山褶断带(III2):在香山逆冲推覆体内分布着天景山断裂(F21)、拐沟门断裂(F23)和香山寺断裂(F24)等逆冲断裂。分析拐沟门断裂(F23)和香山寺断裂(F24)对应的最佳主轴方位角,可以看到在320Hz和2.03Hz的主轴方位角表现杂乱外,0.01~0.0008Hz范围内主轴方位角的指向北西方向。结合天景山断裂电性主轴方位角的分布规律,可以知道在香山逆冲推覆体内,拐沟门断裂(F23)和香山寺断裂(F24)相对天景山断裂(F21)规模较小,延伸深度较浅;

靖远–西吉坳陷盆地(IV2):靖远–西吉坳陷盆地以月亮山南麓–六盘山西麓断裂(F32)和郭城驿–苏堡断裂(F34)为界,盆地中央发育新塬–兴坪断裂(F33),盆地内0.0008~0.01Hz电性主轴方位规则指向北东,说明盆地内深部构造相对简单,具有明显北东向构造走向;0.01~320Hz电性主动方位角指向不统一,说明盆地浅部构造相对复杂,构造变形剧烈。

二、甘肃靖远–宁夏盐池东风(A)剖面

A剖面各个测点的电性主轴方位角由高频到低频比较一致,都在北西20° ~ 60°之间变化。从构造单元图上可以看到,穿过A剖面郭城驿–苏堡断裂、月亮山南麓–六盘山西麓断裂、海原断裂、烟筒山–窑山断裂、牛首山–大罗山–崆峒山断裂等大型断裂,除牛首山–大罗山–崆峒山断裂与车道–阿色浪断裂为近南北向外,构造走向均为近北西向或北北西向。结合上面分析的构造走向与电性主轴方位成果,我们可以认为研究区的构造走向为北西20° ~ 60°变化,表明在图5–7所示构造区带上布置的剖面A基本与测区的构造走向垂直,电性主轴方位角的确定能够对原始时间序列数据进行旋转校正,保证资料采集处理的正确性。

海原断裂带(F27):可以看出,A剖面经过的海原断裂带区域的电性主轴方位角与C剖面所经过的区段基本一致,都基本指向北西方向。在频率为0.0008Hz时,在A剖面上主轴方位角无明显指向,但是在A剖面上主轴方位角总体指向北东,说明在A剖面上,海原断裂带的影响深度可能相对较浅;

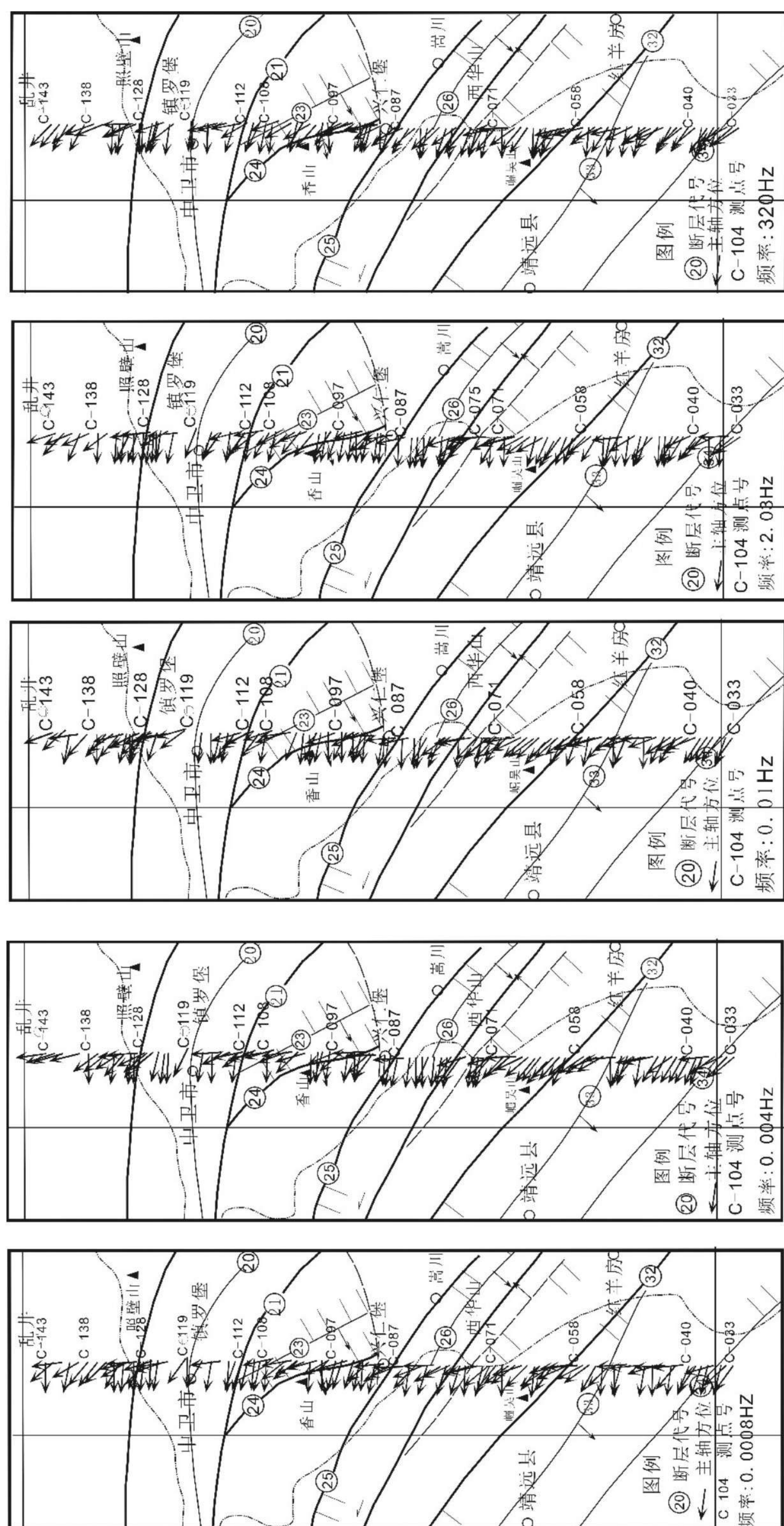


图5-6 C剖面(甘肃大沟—宁夏香山—内蒙古乱井段)最佳电性主轴方位角分布

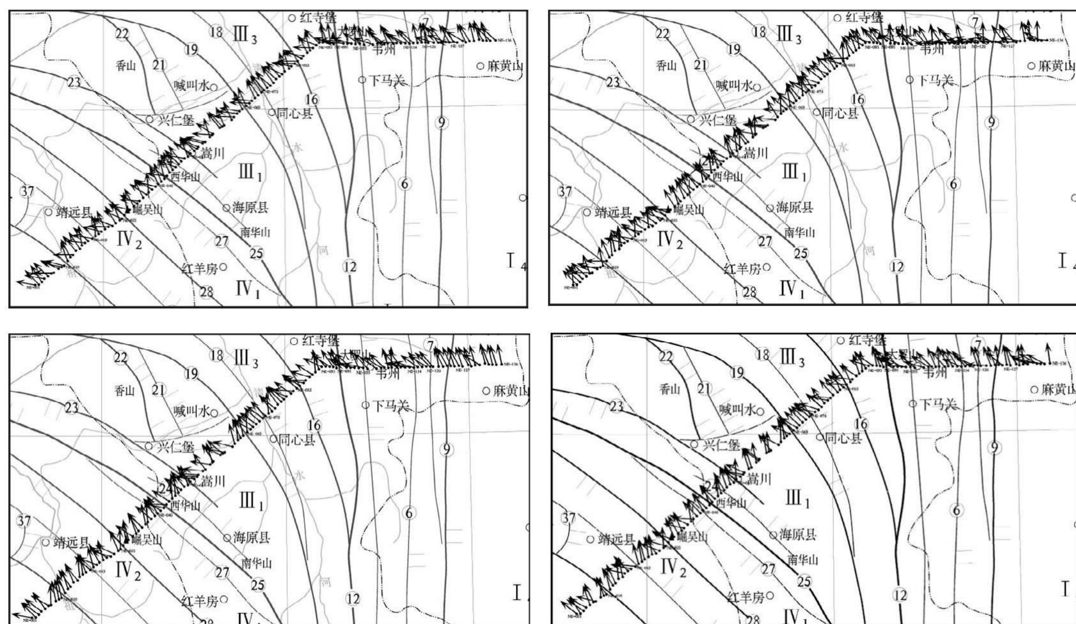


图5-7　甘肃靖远-宁夏盐池最佳电性主轴方位角分布

（上左320Hz、上右2.03Hz、下左0.004Hz、下右0.0008Hz）

天景山断裂（F21）：电性主轴方位角从320Hz到0.0008Hz无一致的指向，说明从浅表到深部，天景山断裂构造变形都比较严重，与天景山断裂在南东方向表现出露地表的深大断裂较一致；

牛首山-大罗山-崆峒山断裂（F14）：电性主轴方位角从高频到低频指向各异，说明该断裂带为延伸到地表的深大断裂，该断裂为鄂尔多斯西缘的边界断裂。进一步分析发现断裂带两侧的主轴方位角亦表现为无明显指向的状态，说明青铜峡-固原断裂带影响的范围较宽；

综合分析两条测线上的主轴方位角，能够定性地判断出断裂带的规模及大概的影响深度，如天景山断裂带在南部表现为出露地表的显式断裂，但是向北延伸至内蒙古后逐渐转为隐伏断裂（大井断裂），且构造走向由北北西转为近东西向。A剖面经过的烟筒山-小关山冲断带（Ⅲ3）内由高频到低频主轴走向为北西向，说明该区域无大型断裂，构造相对稳定；但是在C剖面内的电性主轴相对较紊乱，说明该区域构造复杂，综合分析可以得出清水河坳褶带南部构造变形没有北部强烈；在牛首山-大罗山-崆峒山断裂到惠安堡-沙井子断裂间的区域，即鄂尔多斯西缘冲断带的电性主轴方位无明显统一的指向，与该区处于逆冲推覆体的前缘地区、断裂发育、构造变形严重的认识比较一致。

三、甘肃会宁-宁夏固原-甘肃庆城（B）剖面最佳电性主轴分析

图5-8是选择沿甘肃会宁-宁夏固原-甘肃庆城大地电磁测深剖面上几个典型测深点的Swift最佳电性主轴结果玫瑰图，其中长轴代表低频部分（即深部）的最佳电性主轴方向，

短轴代表高频部分(即浅部)的最佳电性主轴方向。由于主轴方位角具备90° 模糊性的特点,需要结合已知构造走向来加以限制。

图5-7中的1、9、18、33、46、54号测点分布在已知构造走向呈*NNW*走向的弧形构造带南端,即祁连造山带与腾格里增生楔两个构造单元内,测点9、18、33、46,由高频(浅部)到低频(即深部)的电性主轴方位角基本上分布在335°~355°之间,与构造走向一致,进一步说明测点下面的构造较稳定,由浅到深构造走向与倾向都较稳定;1、54号测点高频(浅部)主轴方位指向变化较大,说明浅部发育小型断层或者构造变形较剧烈。位于中祁连东缘走滑-逆冲构造带内的1号点低频(深部)主轴方位指向335°左右,即*NNW*方向。位于六盘山走滑-推覆构造带内的54号测点(固原周边)高频(浅部)主轴方位指向不一致,构造相对复杂,低频(深部)主轴方位角指向0°左右,说明测点所在区域构造走向或倾向为近南北向。

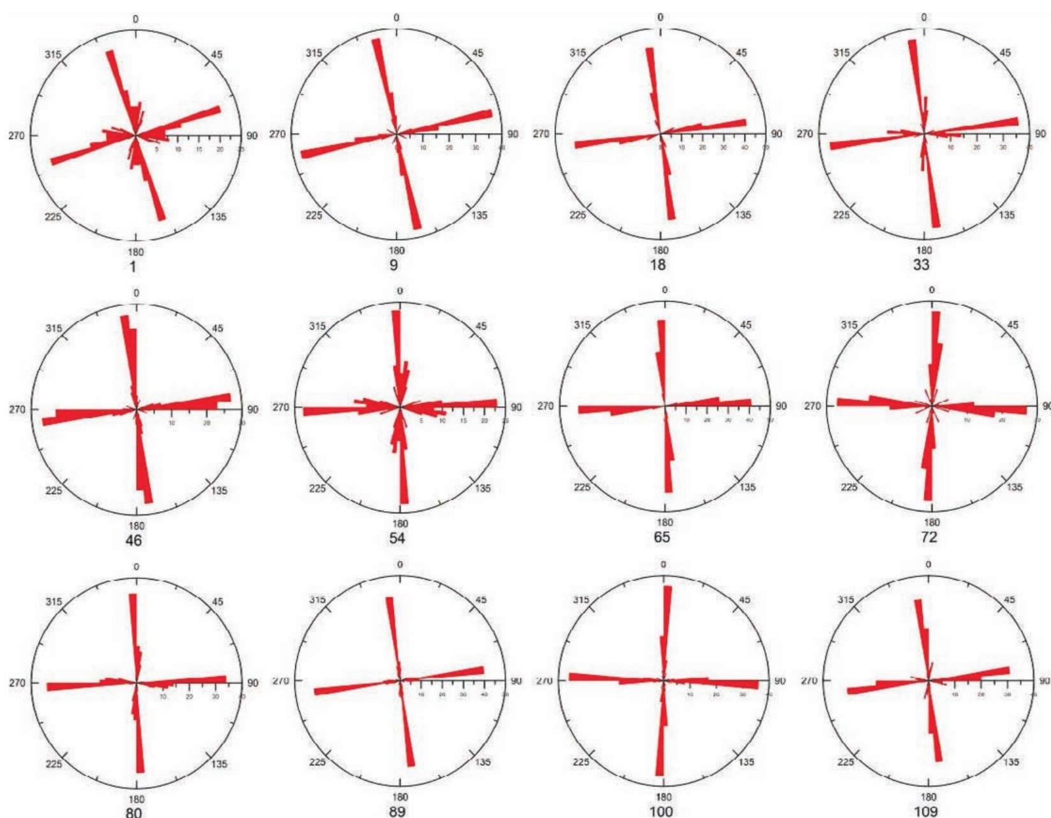


图5-8 B剖面部分测点Swift最佳电性主轴玫瑰图

剖面东段(58-121号测点)的布置方向是近*EW*向的,该段剖面穿过的断裂从已知的地质和重力梯度带显示来看,其构造走向基本上是呈*SN*方向延伸的。65、72、80号测点分布在鄂陶乐-彭阳冲断带(I1)上,其电性主轴方位角从低频到高频基本上都分布在0°附近,B-089、B-100、B-109分布在天环向斜内,已知的地质资料表明该区域是属于构造活动较

少的稳定地区，从其电性主轴方位角分布来看，3个测点呈现出不同的方位，但基本上亦是呈SN向，与测线布置区域南北向构造走向一致，该区域测线布置以*NS-EW*为主。

从玫瑰花瓣图分析可知，在祁连造山带及腾格里增生楔内，构造走向变化较大，本区按照*NS-EW*布置测线所获得的原始数据需要根据构造走向所确定的方位角进行校正；鄂尔多斯西缘逆冲带的测点所过区域的构造走向与测线布置基本平行或者垂直，原始数据无需开展旋转矫正，可以直接开展二维反演。

四、内蒙古苏木图–宁夏崇岗–内蒙古乌兰陶勒盖(E)剖面最佳电性主轴分析

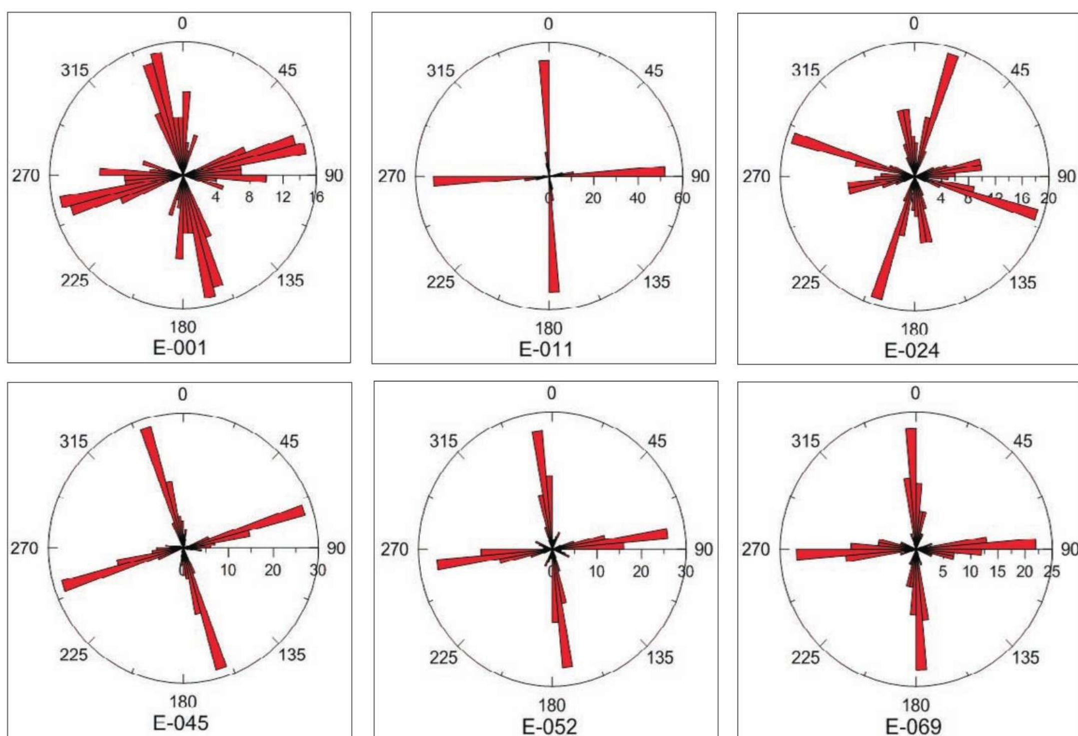


图5-9　E剖面部分测点Swift最佳电性主轴玫瑰

图5-9是选择沿内蒙古苏木图–宁夏崇岗–内蒙古乌兰陶勒盖大地电磁测深剖面上几个典型测深点的Swift最佳电性主轴结果玫瑰图，其中长轴代表低频部分（即深部）的最佳电性主轴方向，短轴代表高频部分（即浅部）的最佳电性主轴方向。

测点E–001位于吉兰泰–巴彦浩特盆地，电性主轴总体指向为*NNW*方向，与实际地质资料反映的情况吻合，高频到低频电性主轴指向在一定范围内变化，说明该盆地经历过不同时期的逆冲及断陷等构造改造作用；E–011测点位于阿拉善东南缘隆起带，电性主轴指向0°，说明该区构造的走向或者倾向为近南北向；E–024测点位于贺兰山褶断带，高频（浅部）电性主轴指向角355°左右，表现为近南北向构造特征，低频（深部）电性主轴指向角为290°左右，说明深部构造走向或者倾向为*NWW*向；E–045测点位于银川断陷盆地内，电性

主轴指向335°左右，测点下的构造走向或者倾向表现为*NNW*向，与银川盆地空间构造特征较一致；测点E-052与测点E-069位于鄂尔多斯西缘的陶乐-彭阳冲断带之上，电性主轴指向为0°左右，说明测点的构造走向或者倾向表现为近*SN*向，与陶乐-彭阳冲断带近南北向的构造特征较一致。以上电性主轴特征的分析确定了研究区深浅构造特征，同时也验证了本次大地电磁资料的真实性与可靠性。

从图5-9玫瑰花瓣图显示的电性主轴分析结果来看，阿拉善东南缘隆起带、陶乐-彭阳冲断带的大地电磁测点布置方向与构造走向平行或者垂直，原始资料不用进行校正处理；而吉兰泰-巴彦浩特盆地、银川断陷盆地等区域的大地电磁测点电性主轴指向与南北向存在一定角度变换，特别是E-024号测点高频与低频的指向角都有所差别，需要对原始数据进行校正处理后开展二维反演计算。

第三节　视电阻率曲线和阻抗相位特征分析

对实测大地电磁的视电阻率和相位曲线进行定性分析，可以在对大地电磁资料进行定量反演解释之前，建立对研究区电性结构感性认识，提高大地电磁解释成果的置信度。视电阻率曲线和阻抗相位曲线随周期的增大不断变化特点，不仅反映了地下电阻率随深度变化的特点，又可以反映该测点及周缘地下结构的物质流状态，即电阻率变化规律。因此综合分析各个测点的视电阻率曲线在横向和纵向上的变化规律可以了解研究区电性参数由浅部到深部的变化规律。观察分析研究区两条剖面的视电阻率曲线形态特征和数值大小，结合研究区的测点、地质结构及地块划分情况，可以定性了解宁夏弧形构造带内的地下电性结构特征和断裂的空间分布规律，为后续综合解释提供可靠的认识。本节将选择C剖面、A剖面、B剖面及E剖面进行分析，上述三条剖面基本可以代表宁南弧形构造北段、中段、南段及银川断陷盆地的深部电性特征。

一、甘肃大沟-宁夏香山-内蒙古乱井(C)剖面

根据对C剖面(甘肃通渭县北城镇-宁夏香山寺-阿拉善左旗陶勒盖嘎查)大地电磁测深剖面各测点视电阻率曲线和相位曲线的统计分析结果，在不同的构造单元内，单点测深曲线显示为不同的曲线类型及变化特征。图5-10是处于不同电性区块上的具有代表性的9个测点的视电阻率曲线和阻抗相位曲线，其中C-035位于中祁连隆褶带内，C-051位于靖远-西吉坳陷盆地内，C-064和C-069位于西华山-六盘山冲断带内，C-079和C-083位于兴仁-海原坳陷盆地内，C-104位于香山隆褶带内，C-117位于烟筒山-小关山冲断带内，C-132位于卫宁北山褶断带内。通过分析单点测深曲线变化特征可以得出以下的定性认识。

(1)C-35、C-51分别位于中祁连隆褶带与靖远-西吉坳陷盆地内，两个模式的电阻率曲线形态和幅值基本重合，说明在中祁连隆褶带和靖远-西吉坳陷盆地内，中上地壳表现为稳定性特征，主体电阻率表现为由高频到低频，即由浅层到深部层为低阻-高阻-低阻-

高阻形式，表层的低阻可能是浅层沉积覆盖层的反映，在320~0.1Hz的频率范围内单点测深曲线总体呈现上升趋势，当周期为200s左右的地方，单点测深曲线表现为H型，说明该区域存在一壳内低速高导层。

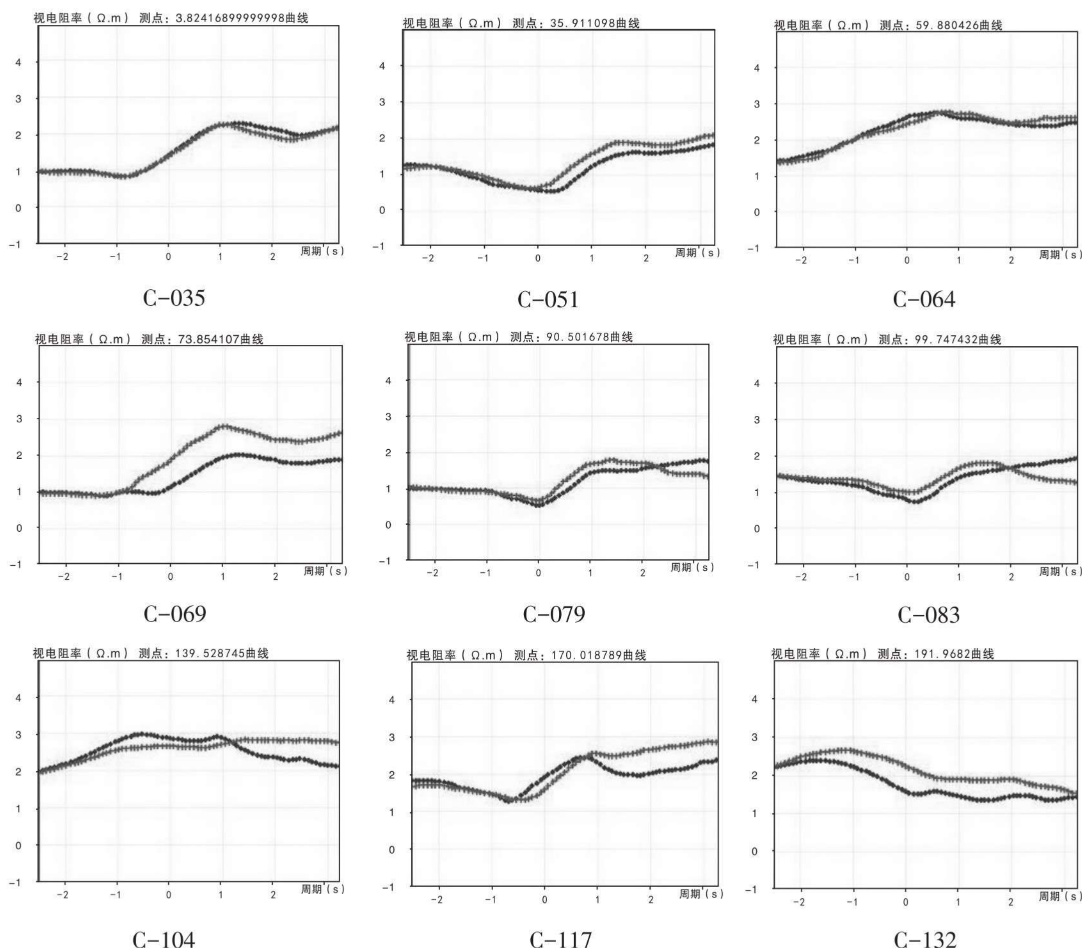


图5-10　典型构造单元内单点测深视电阻率曲线（蓝色为Rxy，红色为Ryx）

（2）测点C-064位于西华山-六盘山冲断带的崛吴山上，两个极化模式的单点测深曲线形态一致，主体电阻率表现为由高频到低频，即由浅层到深部层为低阻-高阻-低阻-高阻形式，首支电阻率值相对较大，说明此区域高阻体可能一致延伸至地表，C-069与C-064的变化规律比较一致，只是在深部两支曲线出现了分离，说明在此区域下部存在构造变形；在周期为200s左右的区域，单点测深曲线有一局部极低值，说明在西华山-六盘山冲断带内下同样存在高导低速带。

（3）测点C-079与C-083位于兴仁-海原坳陷盆地内，观测分析两条曲线的变化规律，发现壳内高导低速层在深部低频段不再有反映；两个极化模式的电阻率在小于1Hz左右

的区域出现分离，说明此区域构造变形严重，与已知资料比较吻合；通过对比C-079与C-083出现极低值的频率范围，可以发现C-079出现极低值得的频率比C-083低，说明兴兴仁-海原坳陷盆地在测线区域内厚度由南往北体现出逐渐增厚的趋势。

（4）C-104、C-117及C-132分别位于香山褶断带、烟筒山-小关山冲断带及卫宁北山褶断带内，C-104与C-132两个极化模式的曲线差异较大，说明该区域构造变形剧烈，断裂发育，与区域内发育的香山逆冲推覆席的现状吻合；C-117低频段两支曲线形态及振幅基本一致，可能为区域内厚度较大的沉积地层，低频段电阻率整体表现出上升的趋势，说明不存在一高阻地块，同时曲线出现分离，说明深部出现了一定的构造变形。

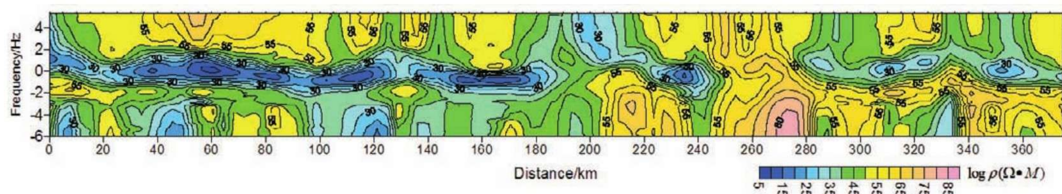


图5-11 甘肃大沟-宁夏香山-内蒙古乱井大地电磁剖面相位资料断面

从甘肃通渭县北城镇-宁夏香山寺-阿拉善左旗陶勒盖嘎查大地电磁剖面相位资料断面图（图5-11）可以看出，剖面方向的深部结构整体表现为三层结构特征，中间的相位低值层为壳内低速、高导层的表现。壳内低速高导层沿剖面方向在祁连造山带、腾格里增生楔及阿拉善地块内断续分布。其中，在兴仁-海原坳陷盆地内，壳内低速高导层出现向地表延伸的趋势。

二、甘肃通渭县北城镇-宁夏香山寺-阿拉善左旗陶勒盖嘎查（A）剖面

图5-12是处于不同电性区块上的具有代表性的11个测点的视电阻率曲线和其对应的阻抗相位曲线，其中A-003位于中祁连隆褶带内，A-012与A-023位于靖远-西吉坳陷盆地内，A-033位于西华山-六盘山冲断带内，A-047和A-061位于兴仁-海原坳陷盆地，A-077位于烟筒山-小关山冲断带内，A-106和A-116位于鄂尔多斯西缘的陶乐-彭阳冲断带。分析单点测深曲线得出以下的定性认识。

（1）A-003位于中祁连隆褶带内，两个模式的视电阻率曲线形态和幅值都比较一致，表现为重合性，说明该区构造变形较弱，为稳定地块区；曲线高频段的数据基本为10Ω·m左右，到0.01s左右曲线出现极小值，而后数值又增大。这种变化特征说明西吉盆地内的电性特征由高频到低频，即由浅部到深部表现为低-高-低-高的变化，浅部低阻层为新生代沉积地层，大概在几十米到几百米。

（2）A-012与A-023位于靖远-西吉坳褶盆地内，A-012靠近中祁连隆褶带，两个极化模式的视电阻率曲线在高频段重合，当频率降为1Hz时，曲线出现分离，说明在浅部，地层成层性好，观测电阻率在高频段的极小值出现位置，发现该段覆盖层厚度相比中祁连隆褶带有所增厚，最大厚度可以达到1.5km左右；A-012靠近西华山-六盘山冲断带，两个极化

模式的视电阻率曲线表现为合离式的形态，出现分离的频率相比A-012更低，说明该区覆盖层厚度继续增加，最深可到3km左右。同时，我们也可以看到在该区的电阻率值相比于A-012整体偏低，推断该区具有复杂的构造特征，构造变形较严重。

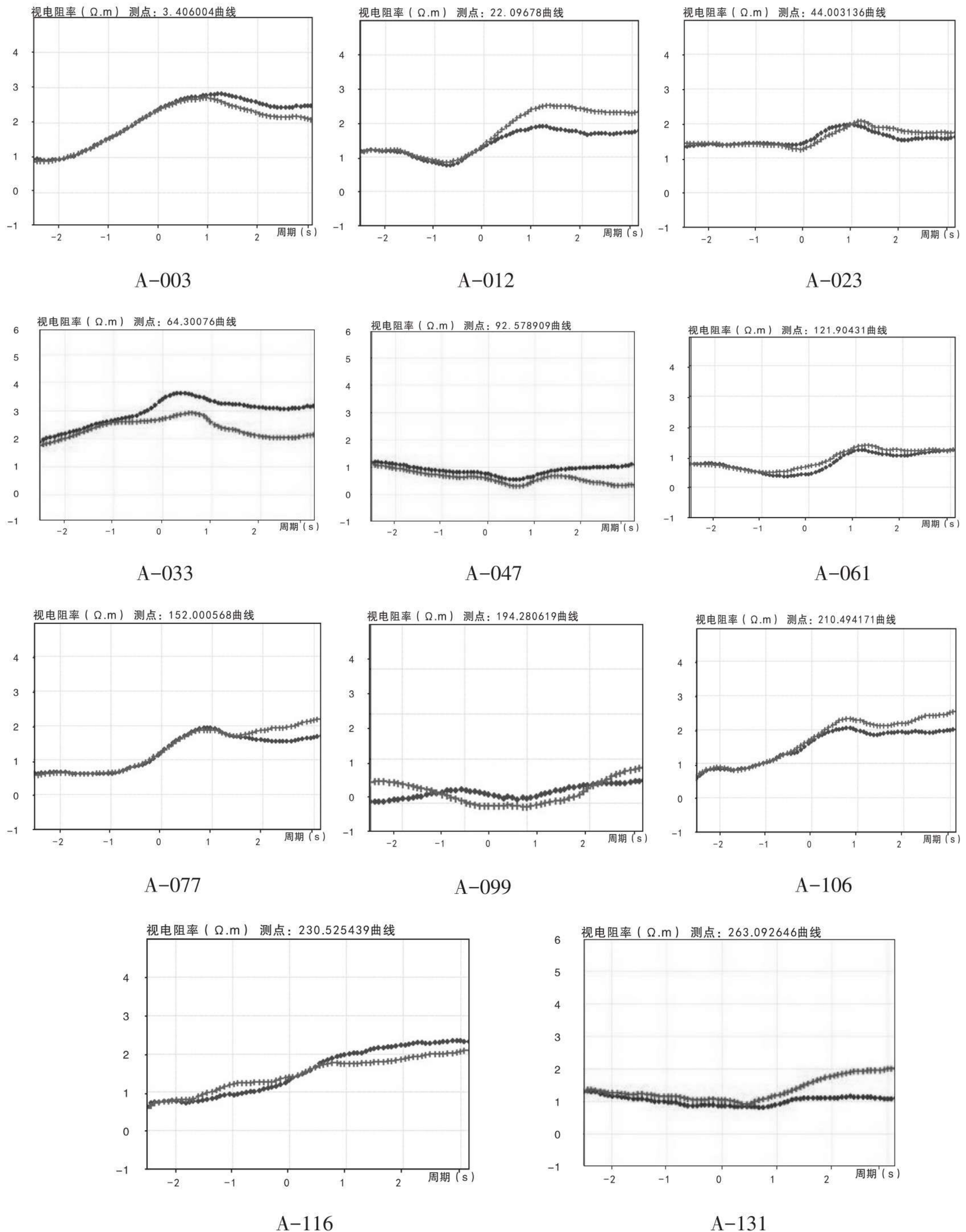


图5-12 典型构造单元内单点测深视电阻率曲线（蓝色为Rxy，红色为Ryx）

（3）A-033位于西华山-六盘山冲断带内，两个极化模式的视电阻率曲线在高频段合并，在低频段分离，为合离式的曲线形态，说明该区深部构造变形严重，有可能发育有大型断裂；曲线从高频段就表现为上升趋势，首支电阻率为100Ω·m，说明西华山-六盘山冲断带有一薄层低阻电性层，在地下一定范围内后变现为明显的高阻地块特征，有利于引起应力聚集，诱发大型地震，1920年的海原大地震就发生在该高阻地块边上。

（4）A-047和A-061位于兴仁-海原坳陷盆地，A-047在周期为5s左右时视电阻率出现极小值，A-061在频率为0.5s左右时视电阻率出现极小值，说明兴仁-海原盆地具有一定厚度的低阻沉积地层，且在坳陷盆地内沉积地层厚度由南西往北东呈现出减小的趋势；A-047为合离式的曲线形态，当视电阻率出现极小值后，曲线出现了分析，说明该区深部构造变形严重，A-047自高频到低频曲线形态都较一致，说明该区由浅部到深部地层具有稳定构造特征，成层性好。

（5）A-077位于烟筒山-小关山冲断带内，在高频段视电阻率曲线重合，当频率减小为50s左右时逐渐分离，呈现出合离式特点，曲线视电阻率表现为低-高-低-高的形态特征，浅部低阻层为该区第四纪沉积地层，厚度较薄，大概在几十米到100m左右，往下为规模较大的高阻地体，根据趋肤深度计算公式算出其厚度可能达10km左右，在往下就是壳内高导低阻地层，最后为视电阻率相对较高的中阻地层的分布。

（6）A-099、A-106和A-116位于鄂尔多斯西缘的陶乐-彭阳冲断带，其中A-099处于断层边缘，A-106和A-116位于主冲断层间相对稳定的冲起构造单元内。A-099因为处于断层边缘，由浅部到深部构造变形较严重，视电阻率曲线表现为分离式；A-106位于下马关-安固断裂（F7）与青龙山-平凉断裂（F8）之间，A-116位于青龙山-平凉断层（F8）与惠安堡沙井子断层（F9）之间，A-106两种极化模式的视电阻率曲线形态较一致，说明该小区地层结构较为稳定，构造变形不严重，频率到达0.01s时曲线出现第一个极大值点，说明地表覆盖层厚度较小，大概在几十米到几百米，A-116单点测深曲线表现为合离式的形态，在0.05s左右开始分离，说明该小区浅部构造稳定，变形较小，深部受该区逆冲推覆构造的影响，出现一定的三维构造特征。

（7）A-131位于天环向斜内，也就是位于鄂尔多斯地块本部，地层较稳定，两个模式的视电阻率曲线表现出合离式的形态，在5s以后视电阻率曲线出现分离，但是形态比较一致，可能是静态效应的影响，总之，该区地质构造较稳定，构造变形较小，地层成层性好。

从A剖面大地电磁测深相位资料断面图可以看出，剖面方向的深部结构整体表现为三层结构特征，中间的相位低值层为壳内低速、高导层的表现。壳内低速高导层沿剖面方向可以分为三段，分别处于祁连山造山带、烟筒山-小关山冲断带及陶乐-彭阳冲断带内，分析中间相位低值带的空间分布，可以看出壳内高导低阻地层总体呈南西深、北东浅的构造样式。

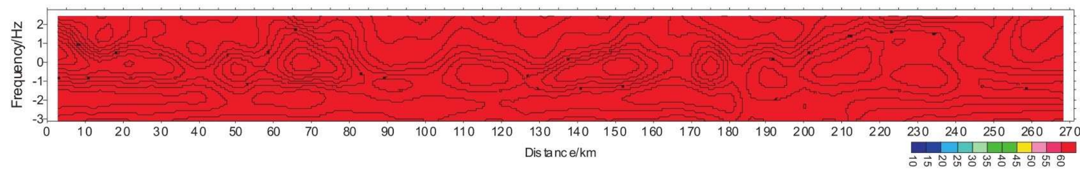


图5-13 甘肃通渭县北城镇-宁夏香山寺-阿拉善左旗陶勒盖嘎查剖面相位断面

三、甘肃会宁-宁夏固原-甘肃庆城(B)剖面

B-007、B-027两个个测点均位于祁连造山带(IV)内(图5-14),其视电阻率曲线都呈现出低-高-低-高的形态,两个测点的视电阻率在小于0.01Hz的低频部分均出现降低的趋势,随着频率的降低(即深度的增加),视电阻率又有升高的趋势,根据前人在该构造带内的大地电磁测深结果推测,可能是在该区域内一定深度上壳内低阻层的表现。

B-007号测点位于中祁连褶皱带(IV3)内,在频率大于1Hz的高频段视电阻率曲线重合较好,视电阻率为10Ω·m左右,应为浅表的第四系黄土的反映,频率小于1Hz之后,视电阻率曲线出现分离,但分离幅度不大,反映出深部出现一定程度的构造变形,导致两个方向上的视电阻率出现差异。

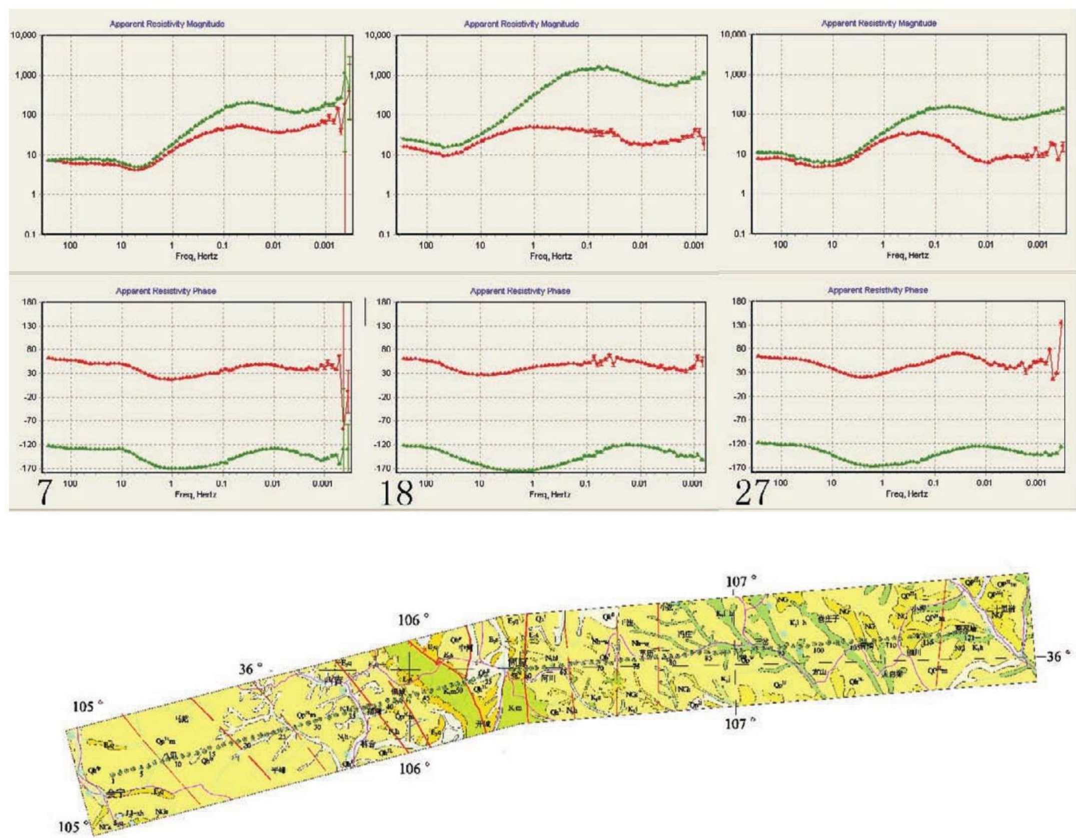


图5-14 B-007、B-018、B-027号测点视电阻率和相位曲线(红色:Rhxy,绿色:RHyx)

B-027号测点均位于靖远-西吉坳陷盆地(IV2)内，B-027号测点位于月亮山南麓-六盘山西麓断裂(F33)北东方向，视电阻率曲线在频率大于10Hz的高频部分有很好的重合性，小于10Hz的低频部分视电阻率曲线出现分离，且分离幅度很大，说明在该地区深部构造变形严重，可能是月亮山南麓-六盘山西麓断裂(F33)深部向浅部延伸所导致的。

B-042号测点位于靖远-西吉坳陷盆地(IV2)和西华山-六盘山冲断带(IV1)的分界断裂附近，其视电阻率曲线在频率大于0.05Hz的高频部分几乎完全重合，视电阻率分布10Ω·m左右，在小于0.05Hz的低频部分出现很大幅度的分离，其中Rxy支视电阻率随频率的降低(深度增加)逐渐增大，而Ryx支视电阻率在30～40Ω·m范围内平缓分布，反映出深部较为复杂的电性结构特征。

B-53号测点位于腾格里增生楔(III)内，其视电阻率曲线表现为：在频率大于0.8Hz的低频部分两种模式的视电阻率曲线完全重合，反映出了一维层状介质的特征，可能是该地区表层平稳的第四系黄土沉积层；而小于0.8Hz的低频部分两种模式下的视电阻率呈现出不同的形态，随着频率降低(深度增加)，Rxy支视电阻率逐渐增大，而Ryx支则一直保持在8Ω·m左右。由此可见，该地区深部并不是平稳的沉积层，而是构造变形较严重的老地层。三个测点均位于鄂尔多斯中生代坳陷的天环向斜内(I4)(图5-15)，三个测点的视电阻率都表现出高-低-高的简单形态，两种模式下的视电阻率从高频到低频都表现出一致的形态，只是由于出现不同程度的静位移造成两支曲线未完全重合，反映出该区域地下具有良好的层状均匀介质，与该区具有稳定的沉积地层相吻合。

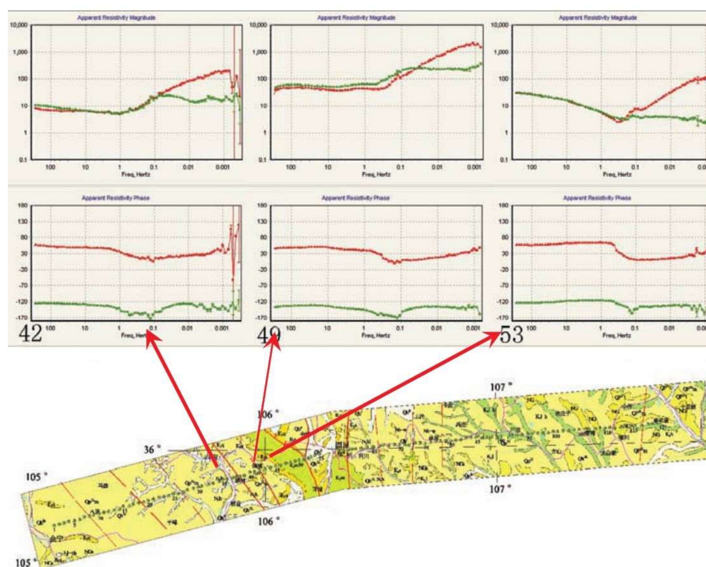


图5-15　B-042、B-049、B-053号测点视电阻率和相位曲线(红色：Rxy，绿色：Ryx)

B-080号测点两种模式的视电阻率曲线从高频到低频几乎重合，从浅部到深部其视电阻率都分布在100Ω·m左右。B-102号测点的静位移效相对明显，但整体上两种模式下的

视电阻率曲线形态上是一致的，只有在小于900Hz的低频部分有稍微的分离，反映出该测点深部介质有轻微的构造变形。B-114号测点两种模式下的视电阻率曲线在形态上一致性较好，视电阻率在10～100Ω·m之间。

纵观B-080、B-102、B-114三个测点的视电阻率曲线（图5-16），都在1～0.1Hz之间出现了视电阻率的极小值，说明在该区域沿剖面方向的地下一定深度上存在一近乎水平的电性差异界面，推测可能是天环向斜内沉积盖层下的结晶基底面。

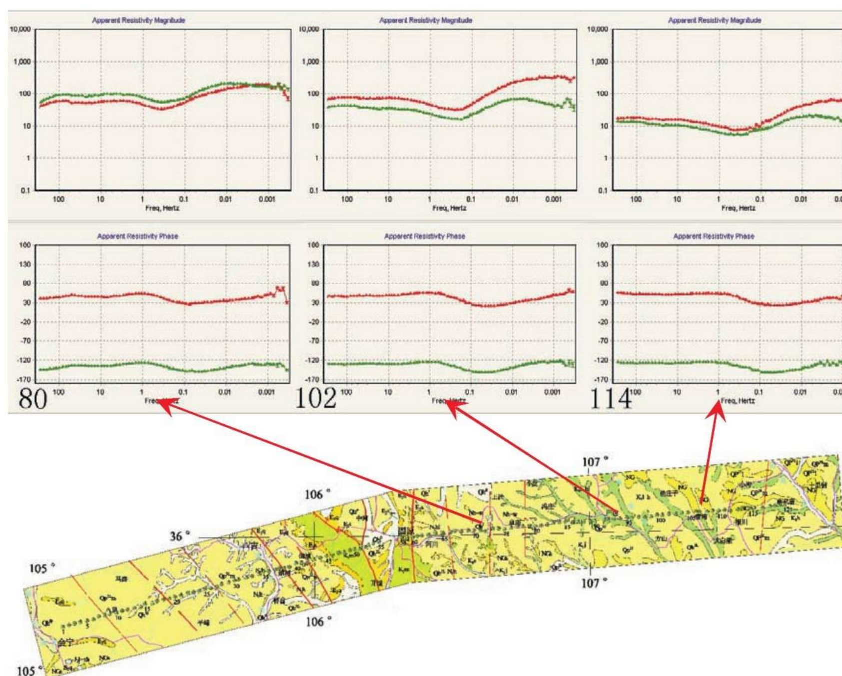


图5-16　B-080、B-102、B-114号测点视电阻率和相位曲线（红色：Rhxy，绿色：RHyx）

四、内蒙古苏木图-宁夏平罗-内蒙古乌兰陶勒盖（E）剖面

图5-17为E剖面剖分测点的视电阻率及相位曲线分布图，通过分析Rxy模式与Ryx模式情况下的视电阻率曲线特征，在吉兰泰-巴彦浩特盆地、贺兰山褶断带、银川断陷盆地及陶乐-彭阳冲断带内，视电阻率两个模式的曲线基本趋于重合；阿拉善东南缘隆起带视电阻率曲线为合离式的变化特征，浅部曲线重合，深部构造各向异性较强。

（1）E-004测点位于吉兰泰-巴彦浩特盆地内（II2），Rxy与Ryx基本重合，说明盆地内的构造变形较弱；单点测深曲线表现为低-高-低-高的形态，浅部低阻层为盆地内沉积盖层的电阻率反映，在0.05Hz左右电阻率曲线出现极低值，应该是发生在盆地内地层界面反映。

（2）E-013测点位于阿拉善东南缘隆起带（II1），Rxy与Ryx两种模式视电阻率曲线在320~10Hz以前基本上重合，说明该构造带内浅部发育一定深度的沉积地层，并且为受到后

期构造运动的改造；在10Hz以后两支曲线发生分离，这说明该构造带深部出现构造变形较剧烈，从而导致两种模式曲线出现差异。其电阻率从高频到低频，总体上表现出低–高–低–高的电性结构。

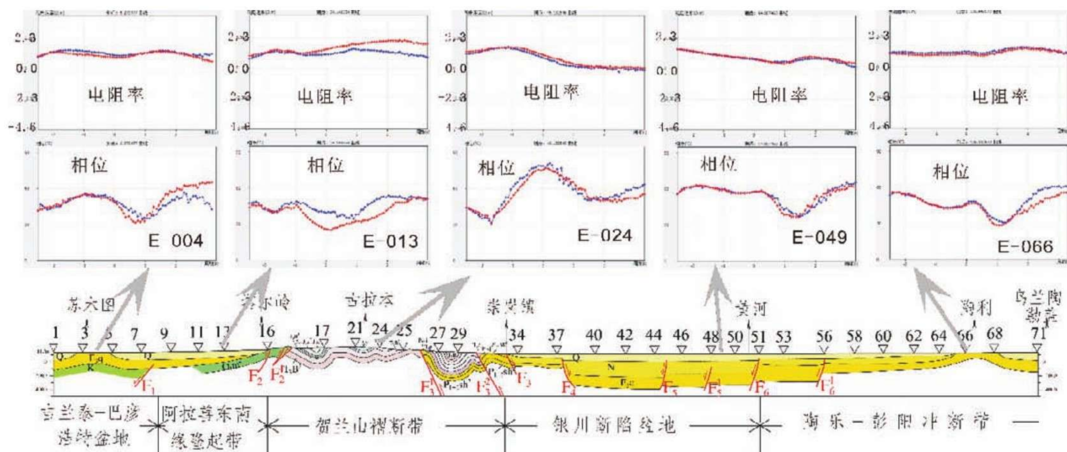


图5-17　E剖面部分测点视电阻率和相位曲线（红色：Rxy，蓝色：Ryx）

（3）E–024测点位于贺兰山褶断带（Ⅱ）内，Rxy与Ryx两个模式视电阻率曲线从高频到低频基本重合，曲线形态整体表现为低–高–低的变化特征，浅部低阻为第四系覆盖地层反映，厚度极小；频率320~10Hz段曲线为中高阻地层电阻率反映；10Hz以后的低频段，电阻率曲线急剧下降，说明在高阻地层下面发育大规模的低阻地层。

（4）E–049测点位于银川断陷盆地（I2）内，电阻率曲线整体形态与E–024测点较相似，区别在于浅部无高阻地层的反映。E–049测点从高频到低频，电阻率曲线表现为低–高–低的变化特征，320~0.1Hz的范围内电阻率及变化曲率都说明银川断陷盆地内沉积了巨厚的沉积地层；同时，在0.1~0.01Hz频段范围内，电阻率曲线反映的是深部相对高阻地层；0.01~0.001Hz，电阻率曲线反映的是深部低阻地层。因两个模式电阻率曲线基本重合，说明银川断陷盆地从低阻到高阻再到低阻地层构造都较稳定，构造变形较弱。

（5）E–066测点位于陶乐–彭阳冲断带（I3）内，Rxy与Ryx两支曲线基本重合，说明该构造单元内构造变形较弱。电阻率曲线表现为低–高–低的变化特征，320~1Hz频段范围内的低电阻率特征为浅部沉积地层的反映，在1~0.1Hz电阻率曲线出现极低值，为陶乐–彭阳冲断带内沉积地层与结晶基底的分界面。

综上所述，E剖面所经过的构造单元内，除阿拉善东南缘隆起带深部构造变形较剧烈外，其余构造单元内构造变形都不剧烈。贺兰山褶断带及边缘地带虽然受燕山期“银川断隆”逆冲推覆挤压等构造运动表现为一丁褶皱特征，但是亦无大的构造变形；吉兰泰–巴彦浩特盆地、银川断陷盆地及陶乐–彭阳冲断带整体表现为垂向运动的动力学特征，构造单元内地层构造变形较弱。

第六章　研究区中上地壳电性结构特征

通过电性结构维数分析确定研究区除大型断裂附近构造变形较剧烈，体现出一定三维特征外，宁南弧形构造带及银川断陷盆地都可以用二维构造进行分析和数据处理。通过电性主轴方位角分析确定了单侧点单频道主轴方位角，首先开展原始阻抗及相位参数的方位角矫正，然后开展飞点剔除、静态校正、空间滤波等处理，最后采用非线性共轭梯度算法开展二维反演计算，获得宁南弧形构造及银川盆地内各剖面的二维电性结构剖面。

因本次大地电磁勘探点距密（平均点距2km），所获得的反演剖面具有较高的分辨率，在开展电性结构分析前有必要对反演结果的可靠性进行评估。在第四章已经确认了本次采集所获得的原始数据优秀，本章将首先在宁南弧形构造带及银川断陷盆地选择典型剖面对反演结果的正确性进行综合评估，然后分析A、B、C、D、E、F、G剖面的中上地壳电性结构特征。

第一节　二维反演剖面置信度分析

一、宁南弧形构造带反演剖面置信度分析

A剖面横跨了宁南弧形构造带内主要构造单元及大型断裂，单点测深曲线在该区具有较强的代表性，本小节将通过理论计算估算覆盖层厚度，然后与地质调查成果对比评价静态校正的可靠性；通过与已知大地电磁、地震剖面深、浅构造的对比，分析反演结果的分辨率及可靠性。

1.新生代覆盖层厚度理论计算

在烟筒山-小关山冲断带（III3）内清水河两侧分别选择两条单点测深曲线（A-068、A-078）进行分析，单点测深曲线分布位置见图6-1，A-068曲线类型为AH型，可以看到单点测深曲线上为拐点A（极值点），320Hz到极值点电阻率曲线几乎为水平线，说明地表低电阻率一直到拐点A处变化不大，为第四纪覆盖层的反映，A处的频率为1.17Hz左右，视电阻率大概为4Ω·m，根据趋肤深度的计算公式$\delta_H = 503\sqrt{\rho / f}$可以算出趋肤深度大概为930m，加上观测误差等因数，覆盖层厚度最大可以达到1200m左右，往下为第一相对高阻层，中间地阻层为壳内高导低速地层，深部为第二高阻层；A-078曲线类型也为AH型，且单点测深

曲线从320Hz开始总体表现为明显的上升趋势,说明浅部第四纪覆盖地层更加薄(几十米左右),往下为第一相对高阻层,其相对A-068而言反映的高阻地层厚度更大,上述分析结果反映出该构造单元内的覆盖层厚度表现为南西厚、北东浅的沉积特征。进一步分析图6-1(下)所示二维反演电性剖面,发现烟筒山-小关山冲断带内新生代覆盖层厚度及变化特征与单点测深曲线对应效果良好,同时也说明了清水河北东方向的高阻地体存在的客观性。

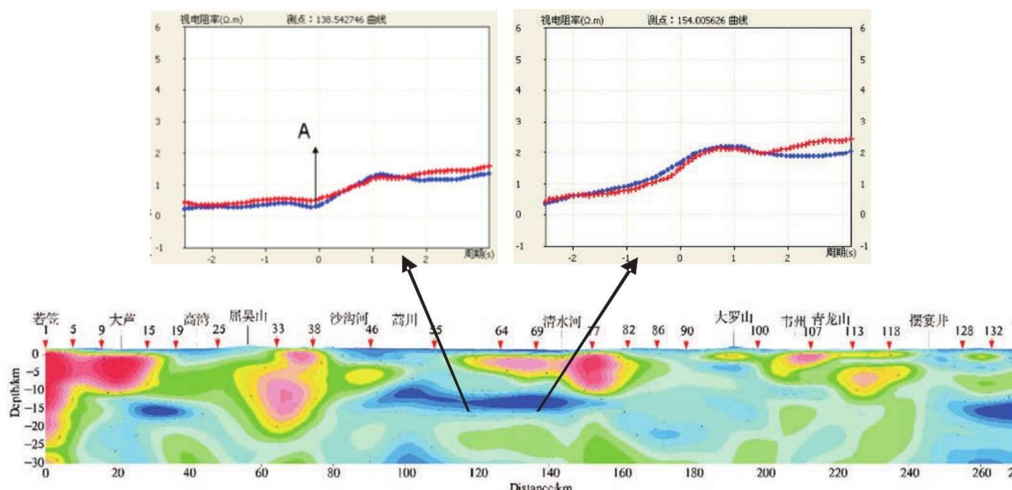


图6-1 中卫-同心断陷带及周缘单点测深曲线分布位置(左A-068,右A-078)

通过以上分析,我们不仅证明了反演结果的可靠性,同时可以得到一些定性半定量的解释结果,如烟筒山-小关山冲断带(Ⅲ3)内覆盖层厚度表现为南西厚、北东浅的沉积特征,同时在该构造单元下面存在高阻刚性块体及壳内低阻层,为后面的定量解释及动力学背景分析提供了参考。

2.A剖面与收集大地电磁剖面对比分析

图6-2为詹艳等(2008)所完成剖面(西安州-韦州剖面)与A剖面(甘肃靖远若-宁夏盐池东风)的对比图,西安州-韦州大地电磁剖面平均点距大于10km,反演深度为15km。两条剖面分别位于同心南边和北边,且都过烟筒山-小关山冲断带内清水河北边地块及鄂尔多斯西缘冲断带,故两条剖面的对比研究具有一定的代表意义。从图可以看到,在海原断裂(F27)及牛首山-大罗山-崆峒山断裂(F14)周缘地区,两条剖面的深部电性特征都表现为低阻;在罗山-韦州段,两条剖面的深部电性特征有一定的差异,两条剖面在浅表都有一定厚度的新生代沉积地层,深部整体表现为相对高阻特征,但A剖面在深部30km以内电性特征表现为明显的不均匀性,浅部一系列逆冲断层具有明显的电性差异梯度带;在烟筒山-小关山冲断带内,两条剖面浅部覆盖层厚度有所差别,深部都表现为高阻特征,差异在于A剖面深部电性分层更加清晰,这点与单点测深曲线AH型的变化特征较一致。

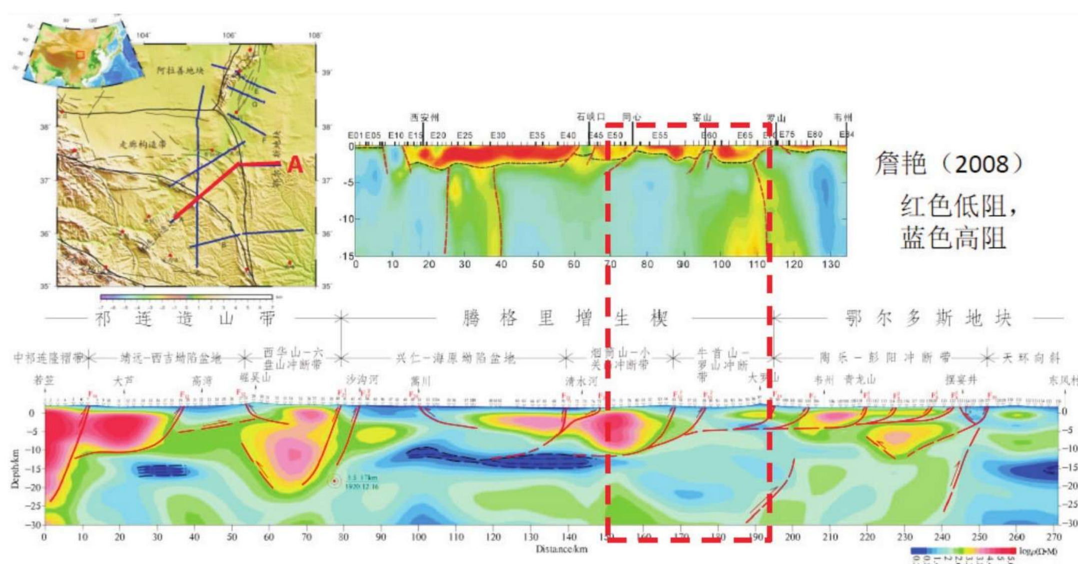


图6-2　西安州-韦州二维电性结构和A剖面二维电性结构对比

因宁南弧形构造带处于青藏高原向北东推挤的前锋地区，中上地壳构造变形相对较强，故A剖面的深部电性结构表现为明显的不均匀性特征具有地质事实的支撑，西安州-韦州剖面局限于勘探点距较大，只能反映出沿剖面方向深部电性结构的大格架，其分辨能力不能很好区分出小型断层等形成的电性差异带。

3.A剖面与收集地震剖面对比分析

通过剖面可以看出，六盘山盆地位于牛首山-大罗山-崆峒山断裂（Ⅳ）与月亮山南麓-六盘山西麓断裂（Ⅷ）之间。该段地表出露的地层较老，基底埋藏深度较浅。自早元古代末期变质结晶基底形成后，该区开始普遍隆起上升，一直到第三系才开始接受沉积，由喜山期造山运动改造成现今的构造格局。通过H03XY02剖面可以看出，在鄂尔多斯西缘冲断带，即牛首山-大罗山-崆峒山（Ⅳ）与下马关-安固断裂（Ⅱ）之间，断裂密布，表现为复杂的逆冲推覆特征，故此处的电性从地质构造的事实出发应表现为复杂的且不均匀分布的特点。同时我们分析地震剖面H05625，可以看到在烟筒山-窑山断裂和六盘山西麓断裂间存在一定深度的中生代稳定地层，推测其与高阻地层相对应。

地震剖面反映出的以上构造特征进一步说明在高点距条件下获得的二维电性结构剖面较大点距条件下获得的二维电性结构剖面（西安州-韦州），具有较高的分辨率，能较好地反演出宁南弧形构造带主要边界断裂及边缘地区深部电性结构的不均匀分布特征。

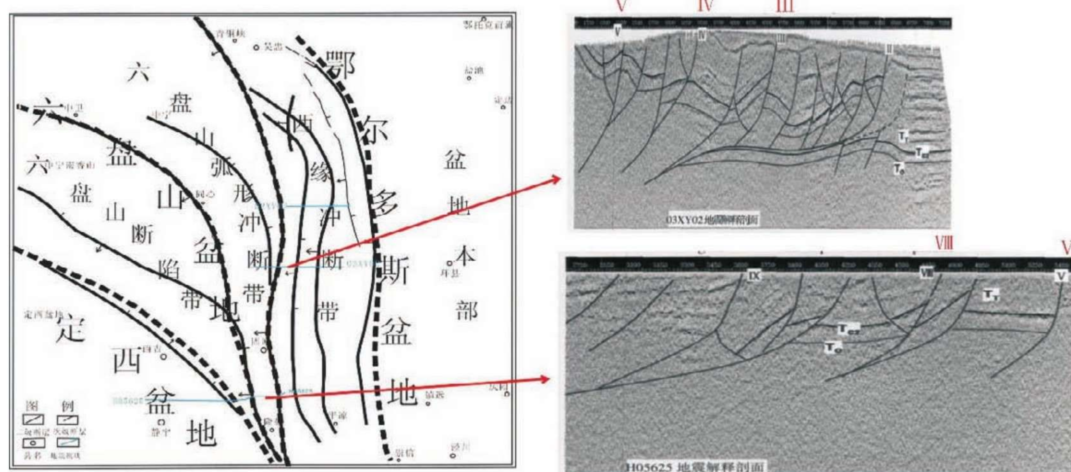


图6-3　牛首山-大罗山-崆峒山断裂周缘地震剖面(刘牧,2011)

(注:Ⅷ为六盘山西麓断裂;Ⅴ为烟筒山-窑山断裂;Ⅳ为牛首山-大罗山-崆峒山断裂;Ⅲ为下马关-安固断裂;Ⅱ为青龙山-平凉断裂)

上述两条剖面的电性结构图在反映大型断裂和宏观构造上面,结果较为一致,如牛首山-大罗山-崆峒山断裂及海原断裂深部电阻率为低阻、烟筒山-小关山冲断带浅部1~2km都表现为低阻等,但是在反映局部构造即较小构造上,本次所采集资料得到的电性剖面更为细致。故在后续综合解释中,对收集资料电性结构只注重其在宏观构造(即大构造)解释上的应用,对局部精细电性构造的解释主要依据本次大地电磁资料所得到的二维电性剖面图。

二、银川盆地及周缘反演剖面置信度分析

E剖面横跨了银川断陷盆地及周缘主要构造单元及大型断裂,单点测深曲线在该区具有较强的代表性,本小节将通过理论计算估算覆盖层厚度,然后与地质调查成果对比评价静态校正的可靠性;通过与已知大地电磁、地震剖面深、浅构造的对比,分析反演结果的分辨率及可靠性。

1.新生代覆盖层厚度理论计算

在银川断陷盆地(Ⅲ3)内选择两条单点测深曲线(E-042、E-049)进行分析,单点测深曲线分布位置见图6-4,E-042曲线类型为AH型,浅部300~320Hz,电阻率曲线表现为上升的特征,说明在浅部存在一高阻地层,但厚度极小,可能为地表砾石或地表干旱地层的综合反映;当频率低于300Hz时,电阻率以较大曲率呈现下降的趋势,在拐点A处出现极小值后曲线开始上升,表现为H型曲线变化特征,结合地质资料分析,300Hz拐点A为新生代沉积地层的综合反映,拐点A处的频率为0.07Hz左右,拐点A附近地层平均电阻率大概为10Ω·m,根据趋肤深度的计算公式$\delta_H = 503\sqrt{\rho / f}$可以算出趋肤深度为6030m左右,加上观测误差等因数,覆盖层厚度最大可以达到5~7km,往下电阻率相对较高。E-049曲线

类型也为QK型，从浅部开始一直到拐点B，电阻率曲线表现为以较大变化率下降的特征，说明除去地表厚度极薄的高阻外（厚度几乎可以忽略），频率一直持续到拐点B都为测点下面新生代沉积地层的综合反映，拐点B处的频率为0.3Hz左右，浅部地层平均电阻率为20Ω·m左右，根据趋肤深度的计算公式$\delta_H = 503\sqrt{\rho / f}$可以算出趋肤深度为4024m左右，加上观测误差等因数，覆盖层厚度最大可以达到3~5km；0.3~0.01Hz电阻率曲线表现为上升的趋势，说明该深度发育一相对高阻地块；0.01~0.001Hz电阻率再次表现为下降的趋势，为深部低阻地层的综合反映。

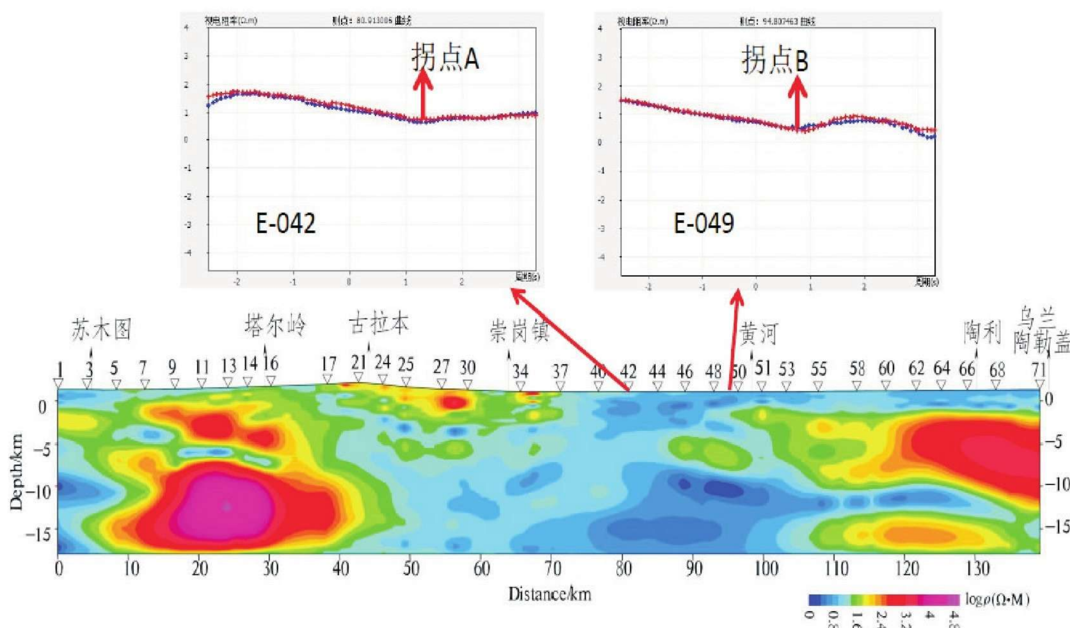


图6-4　银川断陷盆地单点测深曲线分布位置

结合地质调查成果，银川断陷盆地中心区域新生代沉积地层厚度为5~7km，与单点测深曲线理论计算结果较一致，进一步分析图6-4（下）所示二维反演电性剖面，发现银川断陷盆地内新生代覆盖层厚度及变化特征与单点测深曲线对应效果良好，以上对比证明了反演结果的可靠性。同时可以推断E-042测点附近为银川断陷盆地中段沉降中心，E-042断陷时间较早，故沉积地层较厚；E-049断陷时间较晚，故沉积地层厚度相对薄。

2.E、G剖面与收集大地电磁剖面对比分析

图6-5为王鑫等（2010）所完成剖面（查干池-五洞湖剖面）与银川断陷盆地内的E、G剖面对比图，查干池-五洞湖剖面全长200km，平均观测点距在5km以上，构造复杂地区平均点距为2km，反演深度为60km。三条大地电磁剖面分别位于银川断陷盆地中北部、中部及中南部，总体看三条剖面在银川断陷盆地15km以浅电性结构较一致，在贺兰山褶断带内E剖面和查干池-五洞湖剖面体现出一定的差异性。

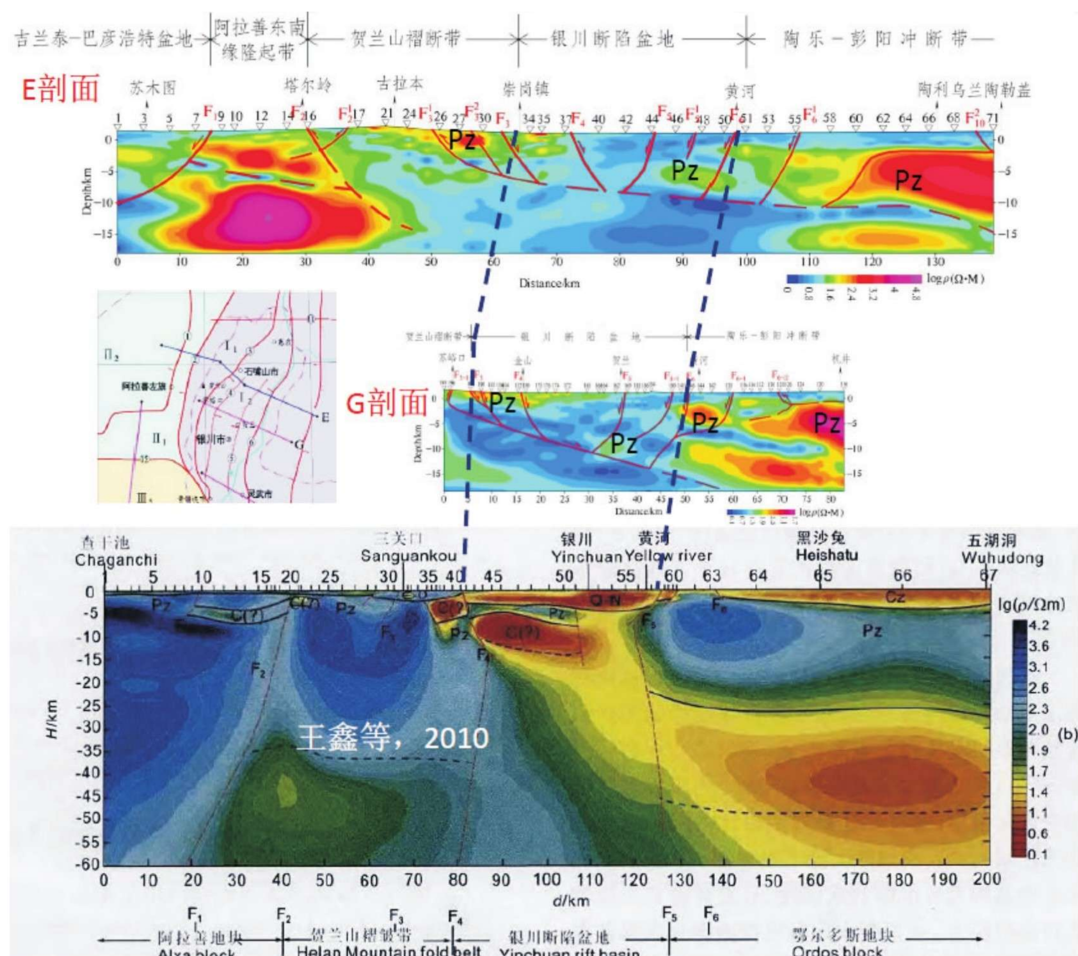


图6–5　查干池–五洞湖二维电性结构和E、G剖面二维电性结构对比

三条剖面在银川地堑的深部结构较相似，浅部为一套厚度较大的新生代沉积地层，往下为厚度在1~2km的相对高阻地层，高阻地层下面发育大规模的低阻地层，而地质调查成果及地震勘探成果显示银川断陷盆地内的上面沉积厚度较大的新生代地层，最厚处可达8km左右，新生代地层下面为古生代或者更老的海相碎屑岩与火山岩建造，其电阻率相对较高，与三条大地电磁剖面显示的深部电性结构特征较为一致，说明本次大地电磁勘探结果具有较高的置信度。三条剖面的区别在于，E、G剖面在贺兰山褶断带(I1)深部表现为低阻，而查干池–五洞湖剖面在该处深部为高阻电性结构特征，据地质资料，燕山期银川断陷盆地与贺兰山褶断带深部发育大型逆冲推覆断层，故贺兰山褶断带与银川断陷盆地深部结构应具有较强的相似性且应存在逆冲断层所反映的低阻电性结构特征，本剖面银川断陷盆地沉积地层下的高阻–低阻电性结构特征与贺兰山褶断带内高阻–低阻的电性结构特征很相似，说明本次大地电磁剖面的反演结果是正确的。

第二节　研究区中上地壳电性结构特征

第一节通过理论计算、与大地电磁剖面或者地震剖面对比分析评价了二维反演结构的正确性，本节将进一步对二维反演电性结构剖面进行地质地球物理综合构造解译，分析主要边界断裂及主要构造单元的中上地壳电性结构特征。

一、宁南弧形构造带中上地壳电性结构特征

1.A剖面中上地壳电性结构特征

通过对小点距大地电磁数据开展二维NLCG反演获得高分辨率电性结构剖面；分析地表地质和研究区断裂出露情况，绘制沿剖面方向的地质剖面图，根据前人对青藏高原东北缘活动地块的划分方案，对沿剖面方向次级构造单元进行了划分；最后开展地质地球物理解释，完成大地电磁剖面的构造解析，编制A剖面二维中上地壳电性结构模型。以沙沟河隐伏断裂（F26）和牛首山–大罗山–崆峒山断裂（F14）为界，电性剖面分为三个电性差异带，由西往东分别对应祁连造山带、腾格里增生楔与鄂尔多斯地块西缘（含陶乐–彭阳冲断带与天环向斜），祁连造山带内电阻率结构最稳定且电阻率整体表现为高阻；腾格里增生楔电性结构稳定性次之，中上地壳发育壳内低阻高导层；陶乐–彭阳冲断带的电阻率特征表现为明显的横向和纵向不均匀分布特征，天环向斜地层结构横向成层性好。

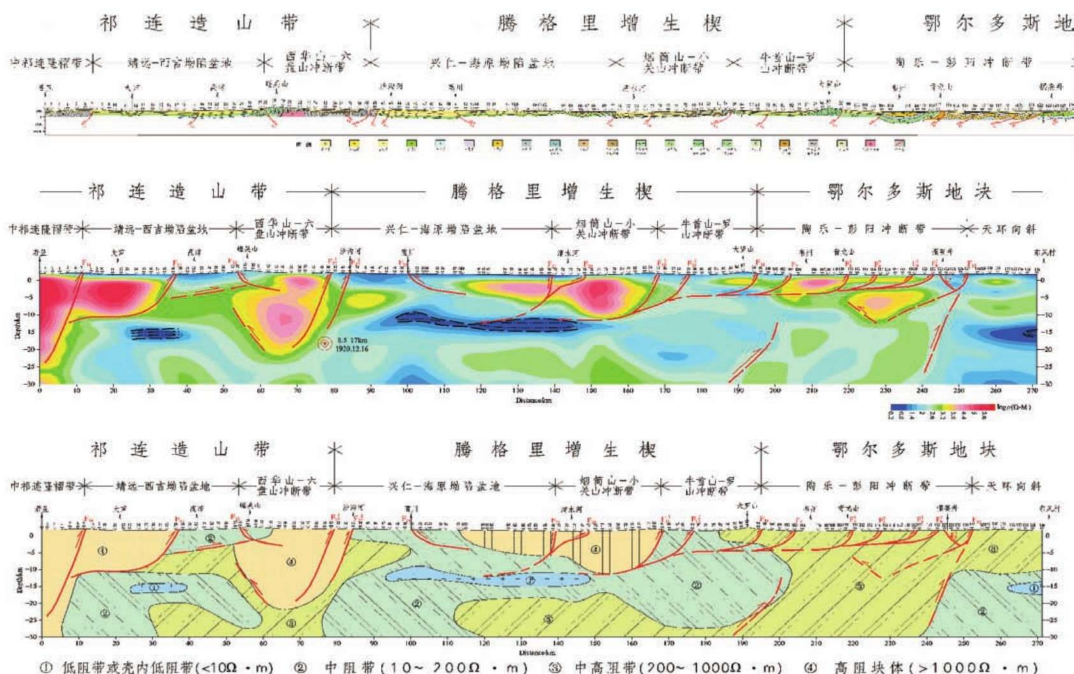


图6-6　A线(甘肃靖远若笠–宁夏盐池东风)　地质剖面(上)、中上地壳电性结构及构造解析图(中)、中上地壳电性结构模型(下)

（1）主要断裂电性结构特征

郭城驿–苏堡断裂（F34）：地表出露的位置在A–007测点附近，为中祁连隆褶带与靖远–西吉坳陷盆地的边界断裂。从二维电性剖面可以看出，断裂两边的电性差异较小，为单一断层形式，断裂自地表到深部较陡峭，倾向南西，倾角大概为3° ，在A剖面上的下切深度达到25km左右。

新塬–兴平断裂（F33）：地表出露位置在A–020测点附近，为发育于靖远–西吉坳陷盆地内的次级断裂，倾向南西，深部表现为上陡下缓的延伸趋势，且其与郭城驿–苏堡断裂（F34）相交于深部在15km左右的区域。

月亮山南麓–六盘山西麓断裂（F32）：地表出露位置在A–028号测点附近，为靖远–西吉坳陷盆地与西华山–六盘山冲断带的边界断裂，断层倾向北东，倾角大概为45° ，根据深部电性结构差异及断层深部走向，推测该断层有可能在深部7km左右与海原断裂想交汇。

海原断裂（F27）：该断裂在地表出露于A–041附近，为靖远–西吉坳陷盆地（Ⅳ2）与兴仁–海原坳陷盆地（Ⅲ1）的边界断裂，与沙沟河隐伏断裂（F26）之间表现为倾向南西、倾角近70° 以上的具有一定宽度的低阻异常带，该低阻带在30km深的电性剖面上未见下界，推测海原断裂为切割地壳的深大断裂。1920年海原大地震的震中处于该断裂附近，并靠近高阻地块一侧。

大庙–兴仁断裂（F25）：该断裂在地表出露位置在测点A–051附近，为发育于兴仁–海原坳陷盆地的次级断裂，电性结构发生明显错动，推测断层倾向北东，以较小倾角向南西逆冲推覆，观测电性差异带的空间格架，推测断层可能在深度10km左右的区域与天景山断裂（F21）相交。

天景山断裂（F21）：该断裂在地表出露于A–071附近，为兴仁–海原坳陷盆地与烟筒山–小关山冲断带的边界断裂，该断裂两侧的电性差异较小，断裂以上陡下缓的趋势向深部延伸终止于15km左右的壳内高导低阻地层。同时可以看到烟筒山–小关山冲断带内的清水河断裂（F20）与天景山断裂相距不远，且往深部延伸在深6km左右处与天景山断裂交汇。

烟筒山–窑山断裂（F18）：该断裂在地表分为两支，分别出露于A–085及A–089点附近，为烟筒山–窑山冲断带与牛首山–罗山冲断带的边界断裂，断裂在深部形成明显的低阻异常带，该低阻异常带向深部延伸的趋势较缓，终止于15km左右的壳内低阻层。

牛首山–大罗山–崆峒山断裂（F14）：该断裂在地表出露于测点A–098附近，断裂倾向南西，倾角40° 左右，在深部5km左右交汇于中生代滑脱面上，滑脱面往南西与发育在兴仁–海原坳陷盆地内的壳内低阻层交汇。在牛首山–大罗山–崆峒山断裂下面发育一条切割地壳的深大断裂，推测在该区发育两套动力学系统，浅部地层依托牛首山–大罗山–崆峒山沿滑脱面向北东逆冲推覆。

鄂尔多斯西缘逆冲叠瓦式断裂系（F7、F8、F9）：该断裂系主要由下马关–安固断裂（F7）、青龙山–平凉断裂（F8）及惠安堡–沙井子断裂（F9）组成，惠安堡–沙井子（F9）在地表

分化为三支，F91与F92倾向西，F93倾向北东。F7、F8、F91与F92断裂在深部5km左右交汇于上地壳内以石炭系–二叠系煤系地层为主的滑脱层；F93倾向北东可能是由于腾格里增生楔向北东逆冲推覆，受到鄂尔多斯稳定地块的阻挡，发育的反冲断层，其地表出露位置在A–123附近。

车道–阿色浪断裂(F10)：该断裂在地表出露位置在A–127附近，为陶乐–彭阳冲断带与天环向斜的边界断裂，断裂倾向西、倾角在50° 左右，分析断裂下面的电性差异性，结合地质调查成果，推断车道–阿色浪断裂下面发育一切割地壳的深大断裂，两套断裂体系构成鄂尔多斯西缘典型的双冲构造特征。

(2)主要构造单元中上地壳电性结构特征

靖远–西吉坳陷盆地(Ⅳ2)：该地块位于测点A–007与A–028之间，电性结构明显的分为两个区段，第一区段处于郭城驿–苏堡断裂与新塬–兴坪断裂之间，地块中上地壳表现为低–高–低–高的电性结构特征，第一低阻层为新生代沉积地层的反映，中间低阻层为壳内高导低速地层的反映；第二电性区块位于新塬–兴坪断裂与月亮山南麓–六盘山西麓断裂之间，受倾向南西与倾向北东的断层共同控制，由于受到两条大型断裂的影响，电阻率整体表现为相对低阻特征。

西华山–六盘山冲断带(Ⅳ1)：该地块位于测点A–028与A–043之间，边界断裂为月亮山南麓–六盘山西麓断裂(F32)与海原断裂(F27)，中上地壳电性结构表现为低–高–低–高的特点，地表低阻层较薄，厚度大概为几十米到几百米，为新生代沉积地层的反映，下面为厚度达到20km的高阻地块，往下是电阻率相对较小的软弱地层，最下面为电阻率相对较高的中阻地层。

兴仁–海原坳陷盆地(Ⅲ1)：该地块位于测点A–043与A–071之间，边界断裂为海原断裂(F27)与天景山断裂(F21)，该地块由于中间发育倾向北东的大庙–兴仁断裂(F25)，断裂F27与断裂F25之间的地表低阻层深度可到4km左右，断裂F25与断裂F21之间的浅部低阻层较薄，为几百米到1000m，兴仁–海原坳陷盆地的浅部低阻地层总体表现为西南深–北东浅的构造样式；第二层为相对高阻地层，由于受到中间断裂F25的影响，两个区块的高阻地层出现了错动；第三层为壳内高导低阻地层，深度大概在15km左右。

烟筒山–小关山冲断带(Ⅲ3)：该构造单元位于测点A–071至A–089之间，边界断裂为天景山断裂(F21)与烟筒山–窑山断裂(F18)，该构造单元内的中上地壳表现为低–高–低–高的电性结构特征，地表低阻层为新生代沉积地层的反映，厚度为几十米到2km左右，整体表现为西南深–北东浅的构造样式，中间的高阻地层厚度在10km左右，往下在15~20km发育壳内低阻地层。

牛首山–罗山冲断带(Ⅲ4)：该构造单元位于测点A–089至A–098之间，边界断裂为烟筒山–窑山断裂(F18)与牛首山–大罗山–崆峒山断裂(F14)，在该冲断带内，中上地壳的电性结构表现为横向及纵向上的不均匀性分布特征，浅表低阻层为新生代沉积地层的反映，

总体表现为西南深-北东浅的构造样式，该区发育罗山局部高电阻率异常区，结合地质资料推断罗山高阻体为飞来峰构造；

陶乐-彭阳冲断带（Ⅰ3）：该构造单元位于测点A-098至A-127之间，边界断裂为牛首山-大罗山-崆峒山断裂（F14）与车道-阿色浪断裂（F10），该构造带内发育一系列逆冲断裂，下马关-安固断裂（F7）、青龙山-平凉断裂（F8）、惠安堡-沙井子断裂（F9）及车道-阿色浪断裂（F9），这些断裂依托古生代或中生代的滑脱面往北东逆冲推覆，越往东，断层的水平位移就越大。同时，在逆冲推覆构造带内还发育有反冲断层，在区内形成许多冲起构造，该区电性结构表现为横向和纵向不均匀分布的特征。

2.B剖面中上地壳电性结构特征

首先通过对小点距大地电磁数据开展二维NLCG反演获得沿剖面方向的高分辨率电性结构剖面；然后分析地表地质资料，绘制了沿剖面方向的地质剖面图，根据前人对青藏高原东北缘活动地块的划分方案，对沿剖面方向次级构造单元进行了划分，见地质剖面图上方所示；最后开展地质地球物理解释，完成大地电磁剖面的构造解析，编制B剖面二维中上地壳电性结构模型（图6-7）。

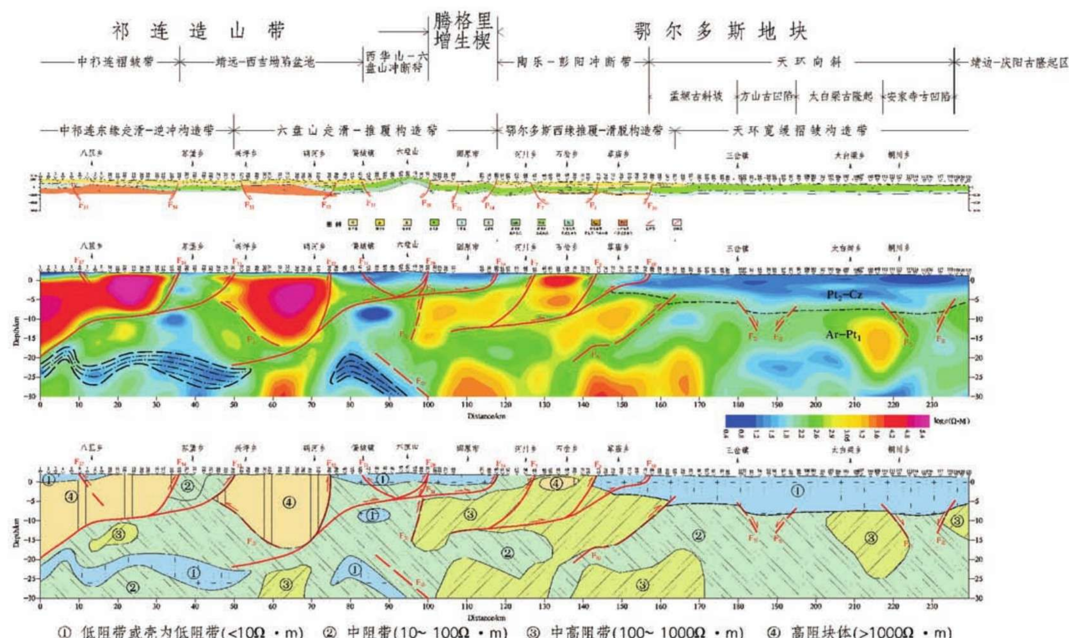


图6-7　B线(甘肃会宁-宁夏固原-甘肃庆城)地质剖面（上）、中上地壳电性结构及构造解析图（中）、中上地壳电性结构模型（下）

（1）主要断裂电性结构特征

郭城驿-苏堡断裂（F34）：地表出露在B-019号测点附近，与地表地质图中描绘的该断

裂的位置有很好的对应，该断裂在二维电性结构剖面上表现出十分明显的电阻率梯度带，断裂西南方向为成块状的高达上千欧姆米的高阻块体，东北方向表现为相对低阻体。断裂呈现向南西倾的态势，浅部倾角较大，深部倾角较缓，在10km以下逐渐变缓，并一直向祁连山碰撞造山带深部延伸至壳内低阻层，该断裂是中祁连隆褶带（IV3）和靖远-西吉坳陷盆地（Ⅳ2）的分界断裂，亦是中祁连和北祁连的边界断裂。

月亮山南麓-六盘山西麓断裂（F32）：该断裂位于B-038号测点附近，地表地质显示为一隐伏断裂，与前人根据物探资料推断的断层位置相吻合，在二维电性结构图上呈现十分明显的电阻率梯度带，与郭城驿-苏堡断裂在深部的展布形态相类似，只是该断裂在地表至15km表现出来的倾角更大，近乎直立，直到15km深度以下才逐渐变缓，并一直向南西方向延伸至壳内低阻层。该断裂为靖远-西吉坳陷盆地（IV2）与西华山-六盘山冲断带（Ⅳ1）的边界断裂。

六盘山断裂（F29）：位于B-051号测点附近，该断裂是西华山-六盘山冲断带（IV1）与腾格里增生楔之烟筒山-小关山冲断带（Ⅲ3）的边界断裂。该断裂浅部两侧并未表现出明显的电性差异，地表至2km深度为低阻层，而根据前人对该断裂的从地质和重力延拓的分析，认为该断裂西侧的山系为一滑脱面较浅的大型推覆体，在二维电性结构图上可以看出该滑脱面埋深在5km左右，并向西以较缓的趋势向深处逐渐延伸，在深部15km左右与月亮山南麓-六盘山西麓断裂交汇；而在滑脱面以下两侧又表现出较为明显电性差异，东侧为电阻率为几百欧姆米的相对高阻块体，西侧则为电阻率只有几欧姆米的低阻体，推测在深度5km以下存在一陡立的中河隐伏断裂（F③）。

牛首山-大罗山-崆峒山断裂（F14）：位于B-060号测点附近，该断裂是陶乐-彭阳冲断带（I3）与烟筒山-小关山冲断带（Ⅲ3）的边界断裂。在二维电性结构图上，该断裂上陡下缓，倾向南西，在深部以较缓的倾角向西延伸，在深部6km左右与六盘山断裂（F29）相交汇。

车道-阿色浪断裂（F10）：位于B-080号测点附近，该断裂是陶乐-彭阳冲断带和天环向斜（I4）的边界断裂。该断裂东西两侧表现出十分明显的电性差异，断裂的西侧为电阻率从一百至上千不等的相对高阻体，而东侧为低阻电阻率只有几欧姆米的低阻层。该断裂以较缓的趋势向西延伸，与发育于陶乐-彭阳冲断带内的系列逆冲断层交汇于深部10~15km的滑脱面地层。

（2）主要构造单元中上地壳电性结构特征

图6-7中的大地电磁二维电性结构图显示以六盘山断裂（F29）、车道-阿色浪（F10）为界，自西向东表现出三段电性特征迥异的电性区块。六盘山断裂以西对应的祁连山造山带（IV），该构造单元在横向上呈现出高-低-高相间分布规律的块状电性特征；在纵向上由浅到深又表现出高-低分布的层状电性结构特征。六盘山断裂（F29）和车道-阿色浪断裂（F10）夹持的腾格里增生楔和陶乐-彭阳冲断带深部电性结构较为复杂，呈现大部分为高

阻块体,相对低阻穿插其间的电性分布特征。车道-阿色浪断裂(F10)以东的天环向斜表现出较好的成层性,在纵向上总体表现为低-高-低的电性分布特征。

中祁连隆褶带(Ⅳ3):该构造单元位于测点B-011至B-019之间,电性结构纵向上表现为高-低分布形态,地表仅在B-008号测点的西南侧有几百米厚的低阻层,其下为厚度在10km以上,电阻率值高达几千欧姆米的高阻块体,且该高阻块体向西南方向厚度逐渐增大;该高阻体下部为电阻率为几百欧姆米的相对低阻带,壳内低阻层出现在20km以下,厚度大约为5km。呈"褶皱状"展布,且一直向东北方向延伸至靖远-西吉坳陷盆地内。

靖远-西吉坳陷盆地(Ⅳ2):该构造单元位于测点B-019至B-024之间,电性结构特征在纵向上由浅到深表现为高-低-高的形态,地表仅有100~200m的低阻层,之下为一电阻率为几千欧姆米的高阻块体,深度最深处达15km。其下部两侧均与周围的相对低阻层存在明显的电性梯度带,在该高阻块体西南侧推断存在兴坪隐伏断裂(F①)。壳内低阻层只在该地块西南边界处深度约20km以下出现,厚度在4~7km之间,向北东方向逐渐变薄。在该地块内,深度25km以下,里程60km处又出现一高阻块体,该高阻块体有向深部延伸的趋势,向上与上覆高阻块体并未连通,推测其间为月亮山南麓六盘山西麓断裂向深部的延伸,该断裂有可能一直延伸至其西侧的壳内低阻层。

西华山-六盘山冲断带(Ⅳ1):该构造单元位于测点B-042至B-051之间,电性结构特征整体上表现为低阻, 在地表附近有厚度在1km左右, 电阻率仅几欧姆米的低阻层, 该低阻层以下为厚度在5km左右, 电阻率为100Ω·m左右的中阻地层, 在7km深度以下, 又表现出电阻率仅几欧姆米至十几欧姆米的低阻块体, 且随深度的增加其范围有逐渐变宽的趋势。壳内低阻层出现在深度20km以下, 呈现出倾向北东的形态, 且逐渐向深部延伸。

腾格里增生楔(Ⅲ)、陶乐-彭阳冲断带(I3):该电性构造带位于测点B-042至B-051之间,整体上依托牛首山-大罗山-崆峒山断裂及阿色浪断裂等表现出薄皮构造的特点。在深部都表现出相似的电性结构特征,整体上表现为相对高阻体,相对低阻体穿插其间,表现出十分复杂的电性结构特征。可能与该地区处在两个性质截然不同地块[祁连山造山带(Ⅳ)与鄂尔多斯地块(I)]的接触部位,由于青藏高原向北东方向挤压作用,在此受到刚性的鄂尔多斯地块的阻挡,造成该地区构造变形比较严重有关。

天环向斜(I4):该构造单元位于测点B-080至B-121之间,该构造单元位于稳定的鄂尔多斯地块之内,由浅到深呈现出低-高-低的分布规律,8km以浅是电阻率为几欧姆米的低阻层,10~23km之间是电阻率为几百欧姆米的相对高阻层,25km以下是电阻率为几十欧姆米的相对低阻层。根据电阻率特征的差异,8km以下为天环向斜内的结晶基底,下部为太古代至古元古代的古老结晶基底,上部为中元古界至新生界沉积盖层;从结晶基底上的电性差异解释出一系列小的隐伏断裂:石桥隐伏断裂(F④)、三岔隐伏断裂(F⑤)、方山隐伏断裂(F⑥)、桐川隐伏断裂(F⑦)和蔡家庙隐伏断裂(F⑧),而结晶基底面亦呈现出由

这些小隐伏断裂分割的古隆起与古凹陷相间排列的起伏形态，5条隐伏断裂分割出4个三级构造单元：孟塬古斜坡、方山古凹陷、太白梁古隆起和安家寺古凹陷。

3.C剖面中上地壳电性结构特征

图6–8中的大地电磁二维反演剖面图自南往北分为四个明显的电性区块，里程1~150km为相对高阻区，对应祁连山碰撞造山带；里程150~250km表现为不均匀分布的中低电阻率特征，该电性区块包含兴仁–海原坳陷盆地、香山褶断带、烟筒山–小关山冲断带；里程250~320km表现为低阻的电性结构特征，对应卫宁北山褶断带；里程320~374km整体表现为不均匀分布的中低电阻率特征，对应阿拉善东南缘隆起带。依托前人对研究区的构造单元划分成果等资料，解析出了沿剖面方向的断裂、构造单元与壳内低阻高导层，见图6–8。

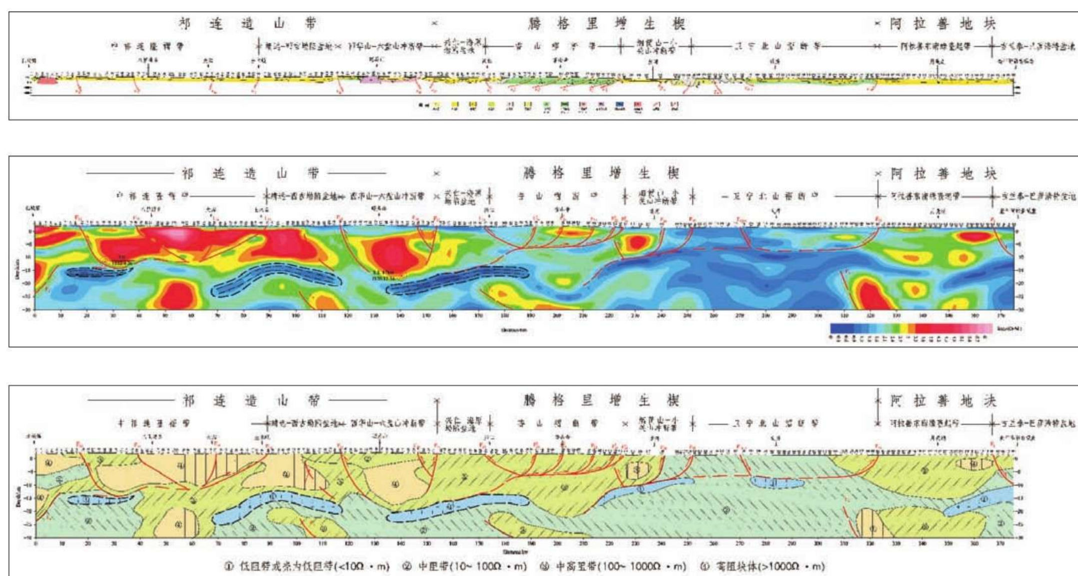


图6–8　C线(甘肃通渭县北城镇–宁夏香山寺–内蒙古阿拉善左旗查干陶勒盖嘎查)　地质剖面(上)、中上地壳电性结构及构造解析图(中)、中上地壳电性结构模型(下)

图6–8所示的电阻率二维反演剖面显示卫宁北山褶断带为大面积低阻构造，许多局部构造埋没于低阻背景中，如卫宁北山地区大井断裂电性差异不明显，香山逆冲推覆构造区的小型断层电性差异不明显。加上卫宁北山褶断带为宁夏地质调查院找矿重点勘查区，故现在C剖面内蒙古–乱井段及卫宁北山、香山地区的大地电磁数据开展了多尺度反演解析，解析成果见图6–9。

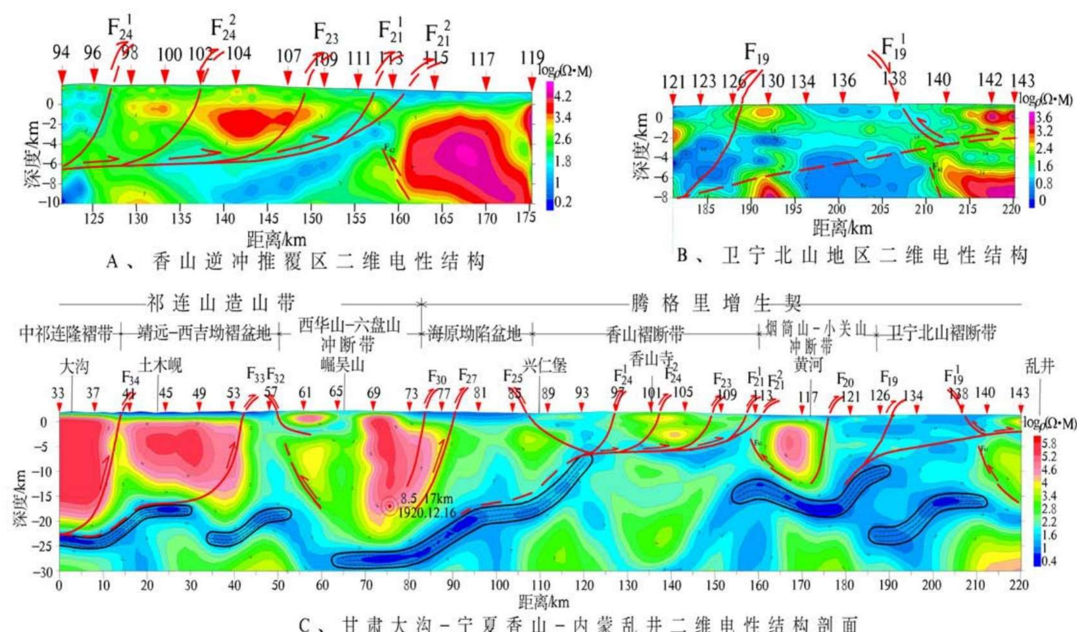


图6-9　甘肃大沟-内蒙古乱井剖面多尺度大地电磁反演结果

从香山逆冲推覆区的电性结构(图6-9A)可以为断层的划分及深部展布样式找到更加精细的电性结构证据,如断层F222在剖面上就表现为明显的电性梯度带。从图6-9C看到,隐伏断裂大井断裂(F17)所形成的低阻电性差异带表现不明显,但是在图6-9B所示高频段数据反演得到的二维电性剖面中,大井断裂具有与两侧明显的电性差异且表现为倾向北向南逆冲推覆的反冲断层构造样式;断层F40为发育在逆冲构造上的反冲断层,根据在该区发现有小范围玄武岩分布的事实及古地磁研究成果,推测该断层在中新世经受了拉张伸展运动,并在该区形成了典型的拉张盆地。综上所述,通过选择重点区域开展多尺度反演,能为大地电磁资料的精细解释提供更多依据。

(1)主要断裂电性结构特征

电性剖面上自浅表到地下一定深度发育一系列较明显的电阻率低阻带或强梯度带,结合已有地质地球物理解译成果,可以在剖面上解译出一系列边界断裂及隐伏断裂等,断裂在剖面上的分布情况见图6-8中的构造解析图:

郭城驿-苏堡断裂(F34):地表出露的位置在C-035测点附近,为中祁连隆褶带与靖远-西吉坳陷盆地的边界断裂。从二维电性剖面可以看出,断裂表现为上陡下缓的延伸形态,断裂自地表到20km左右为明显的电性梯度带,且在深部切断壳内低速低阻高导层,壳内低阻层在断裂南边(中祁连隆褶带)深25km左右,在断裂北边(靖远-西吉坳陷盆地)深度变为18km左右。

新塬-兴坪断裂(F33):地表出露的位置在C-045测点附近,该断裂在深部表现为明显的电性差异带,为发育于靖远-西吉坳陷盆地内的次级断层,断层倾向南西,倾角45°左

右，在深部12km左右与郭城驿-苏堡断裂合并为一致。

月亮山南麓-六盘山西麓断裂(F32)：地表出露的位置在C-059测点附近，是靖远-西吉坳陷盆地与西华山-六盘山冲断带的边界断裂。该断裂倾向北东，倾角70° 左右，新塬-兴坪断裂向北东逆冲推覆，月亮山南麓-六盘山西麓断裂在C-059变现为以走滑为主逆冲为辅的动力学特征，因此靖远-西吉坳陷盆地内的沉积地层表现为南西浅北东深的沉积特征。

南华山断裂(F30)、海原断裂(F27)：海原断裂地表出露的位置在C-078测点附近，为西华山-六盘山冲断带与兴仁-海原坳陷盆地的边界断裂，倾向南西，倾角在该剖面上80°左右，深部电性结构揭示在海原断裂南边10km左右，即测点C-074处的沉积地层下面存在南华山断裂(F30)，该断裂倾向北东，倾角70° 左右，在深部10km左右与海原断裂合并为一支，通过电性结构分析可以看到，从南北方向上观察，海原断裂在深部20km左右与壳内低阻层交汇。

大庙-兴仁断裂(F25)：该断裂为隐伏断裂，投影到地表对应的位置在C-087测点附近，该断裂与海原断裂控制了兴仁-海原坳陷盆地的构造格架，为该区域内的反冲断层及兴仁-海原坳陷盆地的东北边界断裂。从二维电性结构解析剖面可以看出，该断裂表现为逆冲推覆的构造样式，倾向北东，产状较缓，在深部8km左右，与香山逆冲推覆体下的滑脱面相交汇；

香山-天景山叠瓦状逆冲断裂系(F24，F23，F21)：香山寺断裂(F24)在地表分化为两支，地表出露位置分别在C-097及C-102附近；拐沟门断裂(F23)地表的出露位置在测点C-108附近；天景山断裂(F21)为香山褶断带与烟筒山-小关山冲断带的边界断裂，在地表分化为两支次级断层，地表的出露位置分别在测点C-112及测点C-114附近，这些断裂在深度为10km左右的地方交汇于一低阻异常带上，推测该低阻异常带为壳内滑脱面。

大井断裂(F19)：地表出露的位置在C-15号测点附近，为烟筒山-窑山断裂在内蒙古境内的分支断裂。该断裂为烟筒山-小关山冲断带与卫宁北山褶断带的边界断裂，该断裂倾向南，表现为上陡下缓的深部延伸趋势，上部倾角为60° 左右，在深度10km左右的区域与烟筒山-窑山冲断带内发育的清水河断裂(F20)合并为一支，并交汇于深部发育的壳内滑脱面。

查干布勒格-土井子断裂(F15)：地表出露的位置在C-15号测点附近C-162左右，该断裂为卫宁北山褶断带(Ⅲ5)与阿拉善东南缘隆起带(Ⅱ1)的边界断裂，断层倾向南，表现为上陡下缓的深部延伸趋势，在深度12km左右与大井断裂、清水河断裂等交汇于同一壳内滑脱面，揭示该区在中上地壳尺度内呈现腾格里增生楔依托壳内滑脱面往阿拉善地块逆冲推覆的动力学特征。

(2)主要构造单元中上地壳电性结构特征

图6-8结果显示在祁连山造山带和腾格里增生楔及阿拉善地块内部，次级构造单元如

中祁连隆褶带（Ⅵ3）、靖远-西吉坳陷盆地（Ⅵ2）、西华山-六盘山冲断带（Ⅵ1）、兴仁-海原坳陷盆地（Ⅲ1）、香山隆褶带（Ⅲ2）、烟筒山-小关山冲断带（Ⅲ3）及卫宁北山褶断带（Ⅲ5）等也分别具有不同的电性结构特征。

中祁连隆褶带（Ⅵ3）：该构造单元位于测点C-001~C-035之间，北东边界断裂为郭城驿-苏堡断裂（F34），在构造单元内发育翟家所隐伏断裂（F37）、会宁-义岗川隐伏断裂（F38），两条隐伏断裂倾向北东，在隐伏断裂之间形成局部冲断盆地，盆地内低阻沉积地层厚度达1~2km。中祁连隆褶带内断裂较发育，使原本相对稳定的地块深部地层发生明显错动，总体上体现为层状地块特征，浅部为厚度不等的低阻沉积地层；之下为规模较大的高阻地层，北城镇到会宁-义岗川隐伏断裂之间的高阻地层10km深度发育层间滑脱面；测点C-006~C-020之间，深部15~20km之间发育壳内低阻高导地层。

靖远-西吉坳陷盆地（Ⅵ2）：位于测点C-035与C-059之间，边界断裂为郭城驿-苏堡断裂与月亮山南麓-六盘山西麓断裂，地块内电性结构总体相对简单、电性成层性好。从地表到中地壳电阻率呈低-高-低-高分布，地表至1km左右为低阻层，视电阻率值约为十几欧姆米，在地下1~15km左右地块电阻率值表现为高阻，且表现为稳定地块特征，在15~20km之间发育壳内低阻高导地层，低阻带电阻率约为十几欧姆米，壳内低阻层在测点C-046附近发生上隆。

西华山-六盘山冲断带（Ⅳ1）：位于测点C-059与C-077之间，边界断裂为月亮山南麓-六盘山西麓断裂与海原断裂，中上地壳电阻率总体表现为低-高-低的分布规律。在C-059~C-069之间，电阻率值可以细分为五层，地表到地下几百米的范围为崛吴山相对高阻地层，厚度为2~3km的高阻地层；高阻地层下分布厚度1km左右的低阻地层，推测其为崛吴山下的滑脱面地层；往下则分布厚度14km左右的相对高阻层；高阻层下即深度为20km左右的地方展布壳内地阻层；低阻层下面为相对高阻地层。在C-069~C-077之间，电性层可以划分为四层，浅表几百米为低阻沉积地层；在几百米到地下约20km表现为高阻特征，因南华山断裂的存在，高阻体表现为一定的不均匀性；在高阻层之下分布电阻率值为几十欧姆米的壳内低速低阻高导层；壳内低阻层之下为相对高度层。

兴仁-海原坳陷盆地（Ⅲ1）：该构造单元位于测点C-078与C-088之间，边界断裂为海原断裂与大庙-兴仁断裂，地表为第四纪覆盖层，覆盖层厚度最深处达4km左右，往香山褶断带方向，覆盖层厚度逐渐变薄，表现为南西深北东浅的“簸箕”状形态，在此区域的深部电阻率总体表现为低-高-低-高的形态特征，中间地阻层为壳内地阻层或逆冲推覆构造的滑脱面，可以看出兴仁-海原坳陷盆地内的低阻层深度为15km左右，且有往地表延伸的趋势。

香山褶断带（Ⅲ2）：该构造单元位于测点C-088与C-114之间，边界断裂为大庙-兴仁断裂与天景山断裂，该带内展布一系列逆冲推覆断裂系，整体上依托其下面的滑脱面地层表现出薄皮构造的特点，电性结构较复杂，但是电阻率总体上可以分为四层，即低-高-低-

高的形态，浅表为几十米厚的第四纪覆盖，地表几十米到地下5km左右为香山逆冲推覆体，电阻率表现为中阻特征，香山推覆体下面为中生代滑脱地层，电阻率为几十欧姆米，表现为低阻特征，中生代滑脱层下地质体表现为相对高阻。

烟筒山-小关山冲断带（Ⅲ3）：该构造单元位于测点C-114与C-126之间，边界断裂为天景山断裂与大井断裂（F19），构造单元内的电性结构总体较稳定，成层性较好，表象为低-高-低-高的电性结构特征，浅表几十米到几百米左右为第四纪覆盖层；地下几百米至10km左右，电阻率表现为高阻特征；在高阻体下面为电阻率几十欧姆米的低阻层，低阻层南深北浅在10km左右的深部与清水河断裂（F20）、烟筒山-窑山断裂相交汇；下面分布中高阻地层。

卫宁北山褶断带（Ⅲ5）：该构造单元位于测点C-126与C-162之间，边界断裂为大井断裂（F19）与查干布勒格-土井子断裂（F15），该构造单元内的电阻率整体表现为低阻，电阻率横向和纵向均呈现不均匀分布，从电性结构上划分地层较困难，通过进行大比例尺大地电磁处理解释，发现卫宁北山在此区带表现为相对高阻特征，同时在内蒙古乱井以北的区域，地下电阻率成层性较好，浅表几十米至几百米为第四纪覆盖层。

阿拉善东南缘隆起带（II1）：该构造单元位于测点C-:162与C-184之间，南部边界为查干布勒格-土井子断裂（F15），北部边界断裂为巴彦浩特断裂（F1）。该构造单元内电性结构较复杂，表现为明显的横向及纵向不均匀性，但是总体看，深部30km以浅的构造可以划分为四个电性层，第一层为新生代覆盖地层，厚度在几十米到1km不等；覆盖层下面为基底地层，电阻率表现为中高阻，厚度在10~15km之间；高阻地层下面展布一低阻地层，低阻地层厚度在5km左右，且在月亮湖附近出现地层错段；低阻层下面为地层发生明显错断的高阻地层。

4.D剖面中上地壳电性结构特征

D剖面起始于甘肃平川水泉，终止于宁夏宁武红柳坑，测线走向近北东向，剖面全长180km，观测平均点距2km。首先通过二维NLCG反演获得沿剖面方向的高分辨率电性结构剖面；然后分析地表地质，绘制了沿剖面方向的地质剖面图，根据前人对青藏高原东北缘活动地块的划分方案，对沿剖面方向次级构造单元进行了划分，见地质剖面图上方所示；最后开展地质地球物理解释，完成大地电磁剖面的构造解析，编制D剖面二维中上地壳电性结构模型（图6-10）。

以海原断裂（F26）和烟筒山-窑山断裂（F18）为界，电性剖面区分为两个电性差异带，海原断裂以西，深部构造较稳定，地层成层性好；海原断裂至烟筒山-窑山断裂，电性结构整体表现为中高阻，但同时具有横向与纵向上的不均匀分布特征，香山这褶断表现为明显的薄皮构造；烟筒山-窑山断裂（F18）以东，深部构造整体表现为低阻特征，在牛首山-大罗山冲断带与陶乐-彭阳冲断带交接处深部电阻率相对较高，纵向上表现为分层特点。

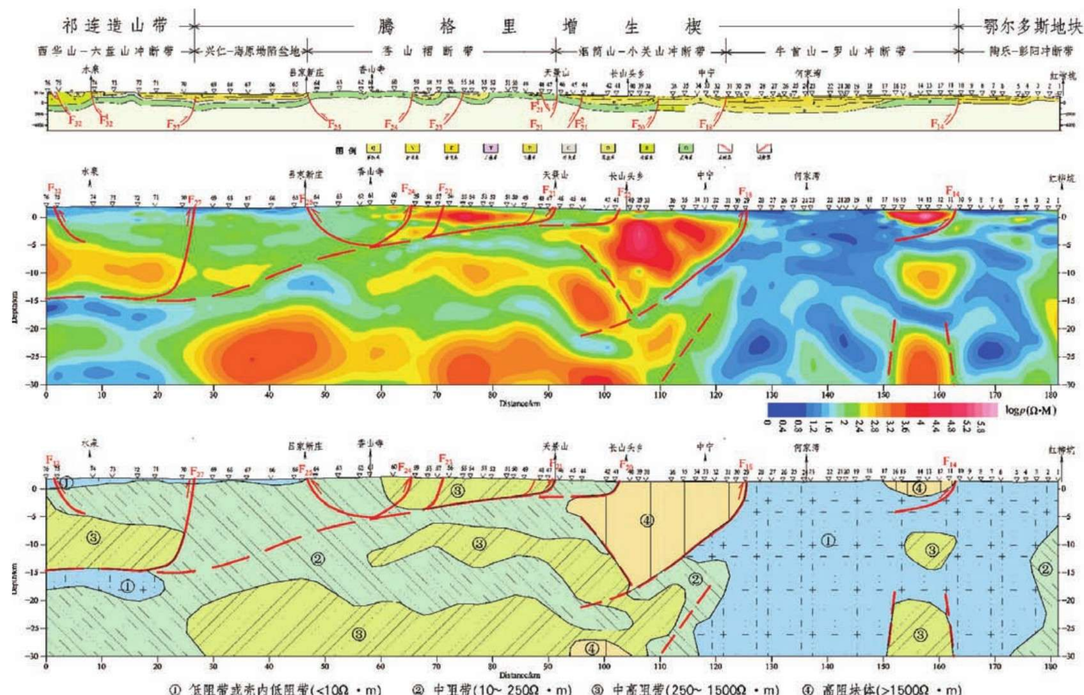


图6-10　D线(甘肃平川水泉-宁夏宁武红柳坑)地质剖面(上)、中上地壳电性结构及构造解析图(中)、中上地壳电性结构模型(下)

(1)主要断裂电性结构特征

海原断裂(F27):海原断裂地表出露的位置在D-070测点附近,为西华山-六盘山冲断带与兴仁-海原坳陷盆地的边界断裂,倾向南西,倾角在该剖面上80° 以上。通过分析电性结构可以看到,沿剖面D海原断裂在深部16km左右与壳内低阻层交汇,壳内低阻层与发育于香山褶断带的滑脱面地层相接。

大庙-兴仁断裂(F25):地表出露位置在D-064测点附近,为兴仁-海原坳陷盆地与香山褶断带(Ⅲ2)的边界断裂,从电性结构错断特征分析,断裂倾向北东,倾角50° 左右,与海原断裂相向逆冲,一起控制兴仁-海原坳陷盆地。在深度8km左右,与发育于香山褶断带内的滑脱面地层相交汇。

天景山断裂(F21):天景山断裂地表出露位置在D-046附近,为香山褶断带(Ⅲ2)与烟筒山-小关山冲断带(Ⅲ3)的边界断裂。断裂倾向南西,在测点D-046处倾角较缓,在3km左右的深部与香山褶断带内的滑脱面地层相交汇,香山褶断带沿该断层向烟筒山-小关山冲断带逆冲推覆,为典型的薄皮构造。

烟筒山-窑山断裂(F18):烟筒山-窑山断裂在地表的出露位置在D-029附近,为烟筒

山–小关山冲断带与牛首山–罗山冲断带的边界断裂，断裂倾向南西，倾角上陡下缓，总体倾角呈50°　左右，断裂上盘高阻，下盘低阻，反映泥盆系、石炭系逆冲于古近系、新近系及第四系之上的构造特征。

牛首山–大罗山–崆峒山断裂（F14）：该断裂在地表出露于测点D–010附近，为牛首山–罗山冲断带与陶乐–彭阳冲断带的边界断裂。断裂倾向南西，倾角上陡下缓，总体以50°左右的仰角向北东逆冲。断层深部延伸至牛首山–罗山冲断带内，因牛首山–罗山冲断带内电阻率极低，为明显电性梯度带，故该断裂在D剖面上往深部的延伸趋势需要更多地球物理资料进行查证。

（2）主要构造单元中上地壳电性结构特征

图6–10结果显示在祁连山造山带和腾格里增生楔及鄂尔多斯地块内部，次级构造单元如西华山–六盘山冲断带（Ⅳ1）、兴仁–海原坳陷盆地（Ⅲ1）、香山隆褶带（III2）、烟筒山–小关山冲断带（Ⅲ3）、牛首山–罗山冲断带（Ⅲ5）及陶乐–彭阳冲断带等也分别具有不同的电性结构特征。

西华山–六盘山冲断带（Ⅳ1）：位于测点D–076与D–070之间，北东边界断裂为海原断裂，中上地壳深部构造较稳定，电阻率总体表现为低–高–低–高–低的分布规律。地表到地下5km的范围电阻率表现为中低阻的特征，推测其为古生代–新生代沉积地层；中低阻地层下面为高阻地层，厚度大概在10km左右；高阻地块下面厚度为5km左右的壳内低阻地层。

兴仁–海原坳陷盆地（Ⅲ1）：该构造单元位于测点D–070与D–064之间，边界断裂为海原断裂与大庙–兴仁断裂，该构造单元内电性结构较为简单，地表一直到深部15km左右的构造表现为中低阻的电性结构特征，且电阻率横向纵向分布都极不均匀；在中低阻地层下面展布一低阻地层，低阻地层南西深北东浅，推测其为发育于该构造单元深部的滑脱面地层；滑脱面地层下面为一高阻地块。

香山褶断带（Ⅲ2）：该构造单元位于测点D–064与D–047之间，边界断裂为大庙–兴仁断裂与天景山断裂，该带内展布一系列逆冲推覆断裂系，电性结构较复杂，但是电阻率总体上可以分为六层，即低–高–低–高–低–高的形态，浅表为几十米厚的第四纪覆盖，地表几十米到地下5km左右为香山逆冲推覆体，电阻率表现为中阻特征；之下展布中生代滑脱地层，电阻率为几十欧姆米，且表现为南西深北东浅的空间展布特征；在滑脱面下依次展布低阻地层与高阻地层，但是他们在横向上都表现出稳定构造的特征。

烟筒山–小关山冲断带（Ⅲ3）：该构造单元位于测点D–046与D–069之间，边界断裂为天景山断裂与烟筒山–窑山断裂，构造单元内的电性结构总体较稳定，成层性较好，表现为低–高–低–高的电性结构特征，浅表几十米到几百米左右为第四纪覆盖层；地下几百米至10km左右，电阻率表现为高阻特征；在高阻体下面为电阻率几十欧姆米的低阻层，低阻层表现为南西深北东浅且往地表延伸的趋势；下面分布中高阻地层，表现为不均匀分布的电

性结构特征。

牛首山-罗山冲断带(Ⅲ4):该构造单元位于测点D-029与D-011之间,边界断裂为烟筒山-窑山断裂(F18)与牛首山-大罗山-崆峒山断裂(F14),该构造单元内的电阻率整体表现为低阻,电阻率横向和纵向均呈现不均匀分布,从电性结构上划分地层较困难;在里程150~160km之间,地表到30km深度范围内的深部构造表现出高低阻地块相间出现的稳定电性结构特。

二、贺兰山及银川盆地电性结构特征

按照地调项目的要求,2012年完成了横穿贺兰山褶断带与银川断陷盆地的大地电磁测量工作,并获得了E剖面下15km深度范围内的二维反演电性结构剖面。为了更好地了解银川断陷盆地的深部结构特征,并开展横向对比研究,分析银川断陷盆地中部与南部的构造差异,项目组2013年度在银川断陷盆地的中部及南部补充开展了F与G剖面的大地电磁测量。以上测量平均点距都为2km,具有较高的分辨率,三条大地电磁剖面实测点位分布见图6-11。下面将分剖面(E、F、G)开展主要断裂与主要构造单元的深部电性结构特征分析。

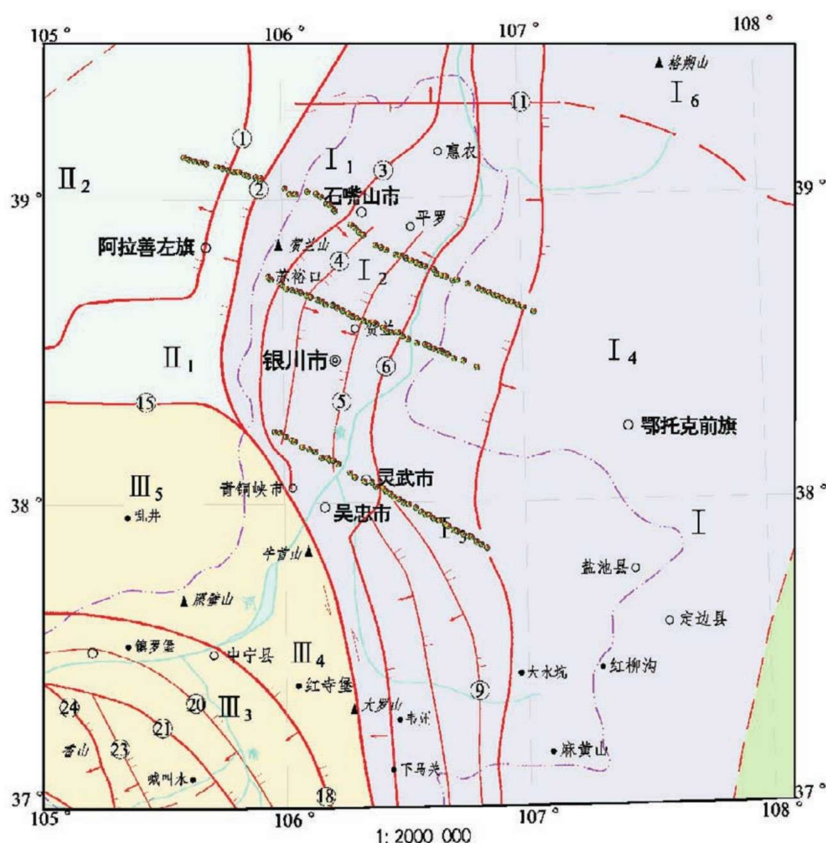
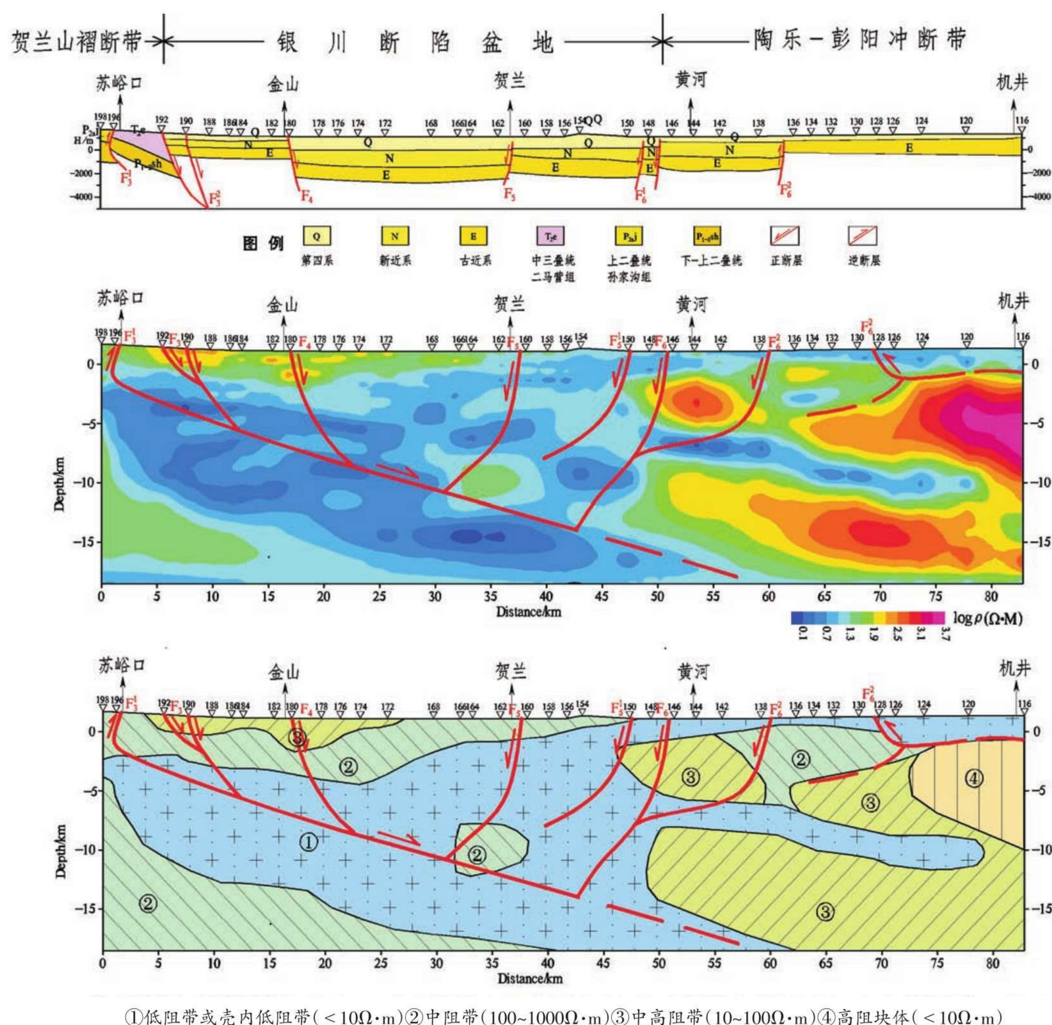


图6-11　银川断陷盆地及周缘实测大地电磁剖面点位

图6-12　E线(内蒙古苏木图-内蒙古乌兰陶勒盖)地质剖面(上)、中上地壳电性结构及构造解析图(中)、中上地壳电性结构模型(下)

贺兰山西麓断裂(F2):地表出露在E-016号测点附近,该断裂是阿拉善东南缘隆起带(II1)与贺兰山褶断带(I1)的边界断裂,该断裂位于明显的电性梯度带上,断裂倾向南东,倾角大概60°左右,为燕山期时“银川断隆”往贺兰山逆冲推覆的前缘断裂。贺兰山西麓断裂与巴彦浩特正断层一起控制阿拉善东南缘隆起构造。

贺兰山东麓断裂(F3):该断裂在E剖面上的地表出露位置在崇岗镇附近,在G剖面上地表出露位置在G-190附近,是贺兰山褶断带与银川断陷盆地的边界断裂。该断裂在地表出现很多分支,形成贺兰山东麓断裂,主断裂断面向南东倾斜,倾角在70°左右,为右旋走滑正断层。E剖面上该断裂在地表的分支断裂F31与F32变现为逆断层的特征;G剖面上该断裂的分支断裂倾向发生反转,表现为倾向北西,推测是因为燕山期“银川断隆”向贺兰山逆冲推覆导致贺兰山东麓部分地层发生倒转所造成的。



①低阻带或壳内低阻带(＜10Ω·m)②中阻带(100~1000Ω·m)③中高阻带(10~100Ω·m)④高阻块体(＜10Ω·m)

图6-13　G线(贺兰苏峪口-鄂托克前旗机井)地质剖面(上)、中上地壳电性结构及构造解析图(中)、中上地壳电性结构模型(下)

芦花台断裂(F4):该断裂在E剖面上地表出露位置在E-037附近,在G剖面上地表出露位置在G-182附近,为发育在银川断陷盆地内的一条隐伏断层,在E剖面与G剖面上的断距都在10km左右。两条剖面上都表现为向东倾斜的正断层特征,断层地表中低电阻覆盖层厚度与范围的差异性说明该正断层在E剖面与G剖面上的形成时间存在差异性,G剖面上覆盖第四系细砂、粉砂岩(中低阻电阻率特征)厚度更大。

银川断裂(F5):该断裂在E剖面上地表出露位置在E-037附近,在G剖面上地表出露位置在G-182附近,为发育在银川断陷盆地内的一条隐伏断层,在E剖面断距10km左右,在G剖面上的断距13km左右。两条剖面上都表现为向西倾斜的正断层特征,倾角在70°左右。该断层为1739年平罗地震的发震构造。

黄河断裂(F6):该断裂在E剖面上地表出露位置在E-060附近,在G剖面上地表出露

位置在G-150附近，断裂在E剖面上的断距10km左右，在G剖面上的断距15km左右。该断裂是银川断陷盆地（I2）和鄂尔多斯西缘隆褶带（I3）的边界断裂，断裂面向北西倾斜，浅部倾角约70° ，往深部逐渐变缓和。该断裂在地表分化为三支，三支断层在深部10km相互交汇。

（2）主要构造单元深部电性结构特征

吉兰泰-巴彦浩特盆地（Ⅱ2）：该构造单元位于测点E-001与B-008之间，电性结构纵向上表现为纵向分层横向均匀的稳定地块特征，纵向上由地表开始电性结构呈现低-高-低-高的变化特征。浅部2km左右厚度的低阻层为新生代沉积地层的综合反映；往下的高阻地层为早古生代或更早时代的海相碎屑岩与火山岩建造，电阻率达千欧姆米；深部10km左右的深部发育横向稳定的低阻地层。

阿拉善东南缘隆起带（Ⅱ1）：该构造单元位于测点E-008与E-016之间，地块电性结构表现为纵向分层横向均匀的稳定地块特征，纵向上整体表现为低-高-低-高的变化特征，地表仅有1km左右的低阻沉积层；之下为一电阻率为几百欧姆米的高阻块体，深度最深处达5km；在该高阻块体下方存在一横向稳定的低阻电性带；低阻电性带下面问巨厚高阻地块。其电性结构特征与吉兰泰-巴彦浩特盆地比较相似，只是地层深度不一致（层间错动），推测该构造单元在新生带之前与吉兰泰-巴彦浩特盆地属于同一构造带。

贺兰山褶断带（I1）、银川断陷盆地（I2）：该构造单元位于测点E-016与E-061之间，银川断陷盆地在G剖面上位于测点G-192与G-146之间。两个构造单元电性结构较相似，都是纵向相对稳定横向极度不均匀的电性结构特征。贺兰山褶断带纵向上表现为高-低电性结构特征，浅部高阻地层厚度在5km左右，为古生代或更早地层的综合反映；高阻地块下面分布大面积的低阻地层。银川断陷盆地纵向上除G剖面在贺兰以西的区域表现为高-低-中-低的电性结构特征，整体表现为低-中-低的电性结构特征，但是中间中阻层因周缘断裂发育，表现为横向的不均匀性，且电阻率相对贺兰山褶断带浅部高阻地层电阻率值相对较低。G剖面芦花台断层附近第四系细砂、粉砂岩（中低阻电阻率特征）厚度更大，推测银川断陷盆地在G剖面的断陷时间早于在E剖面上的断陷时间，因此沉积了更厚的第四系细砂、粉砂岩等中低阻地层。

陶乐-彭阳冲断带（I3）：该构造单元在E剖面上E-051与E-071之间，在G剖面上位于测点G-146与G-116之间，构造单元深部结构与吉兰泰-巴彦浩特盆地较相似，表现为纵向分层横向稳定的构造特征，纵向上表现为低-高-低-高的电性结构特征。浅部低阻层厚度大概1~2km，E剖面上的厚度大于G剖面上的厚度，其为新生代沉积地层的综合反映；往下的高阻地层亦为古生代或更早时代海相碎屑岩与火山岩建造；高阻地块下面在10~15km的范围内发育低阻地层；低阻地层下面为高阻地层。

2.F剖面深部电性结构特征

F剖面（宁夏花布山-西狼洞沟）位于银川断陷盆地的南部，横跨银川断陷盆地与陶乐~

彭阳冲断带两个构造单元。从图6-14,在15km的深度内,电性剖面自西向东呈现两个明显的电性差异带:银川断陷盆地(I2)电性分区及陶乐-彭阳冲断带(I3)电性分区,银川断陷盆地深部表现为横向与纵向都非均匀分布的电性结构特征;陶乐-彭阳冲断带表现为纵向分层横向稳定的电性结构特征。下面将对银川断陷盆地及周缘的主要边界断裂与主要构造单元开展深部电性结构特征分析。

(1)主要断裂电性结构特征

芦花台断裂(F4):该断裂位于F-100号测点附近,处于剖面的西部边界位置,断裂为银川断陷盆地与贺兰山褶断带的边界断裂,地表地质显示为一隐伏断裂,与前人根据物探资料推断的断层位置相吻合。该断裂在F剖面上的深部延伸情况与E和G剖面差异巨大,断裂表现为倾向东南的正断层特征,浅部1km左右的倾角70° 左右,深部断层倾角20° 左右,一直向东延伸与银川断裂在3km左右的深度交汇,与黄河断裂在6km左右的深度相交汇。

银川断裂(F5):该断裂位于F-122号测点与F-124号测点之间,断裂表现为倾向东南的正断层特征,为银川断陷盆地内新生带发育的正断层,从电性结构图上反映的信息显示该断层在该处的断距只有3~4km,与E剖面及G剖面显示的深达10km以上的断距区别较大。

黄河断裂(F6):该断裂位于F-138号测点附近,该断裂是银川断陷盆地(I2)和陶乐-彭阳冲断带(I3)的边界断裂,电性剖面显示该断层表现为倾向西北的正断层,断层在浅部分化为两支,倾角在70° 左右,断距在7km左右。该断层周缘深部电性梯度带较多,发育许多深部隐伏断层,构造复杂。

(2)主要构造单元电性结构特征

银川断陷盆地(I2):在F剖面上分布范围在测点F-100至测点F-138之间,该构造单元未达西边界,东边界以黄河隐伏断裂为界,该构造单元深部电性结构显示出横向与纵向都不均匀分布的复杂构造特征,地表新生带沉积低阻沉积地层厚度在2.5km左右;低阻地层之下为古生代或更老地层的综合反映,电阻率表现为中高阻的特征,但是在中高阻地层中间发育两条倾角70° 左右的低阻带,低阻带向上分别与芦花台断裂的分支及黄河断裂相接,银川隐伏断裂也对下面的中高阻地层形成了一定的破坏。综上所述,该构造单元深部发育多条隐伏断裂,体现出与银川断陷盆地中段完全不同的构造地质背景。

陶乐-彭阳冲断带(I3):在F剖面上分布范围在测点F-138至测点F-186之间,该构造单元在F剖面上的西边以黄河断裂为界。电性结构以F-158为分界点体现出明显的差异性,F-138到F158之间深部电性结构与银川断陷盆地较相似,因为黄河断裂地表分支F61以倾向东倾角80度左右向深部错断,在新生带覆盖层之下发育小型"断隆构造"(F-138与F-148之间)与"断陷构造"(F-148与F-158之间),故电性结构整体上为纵向分层横向不均匀的特征,纵向上呈现低-高-低-高的电性结构特征;F-138到F158之间深部电性结构表现为纵向分层横

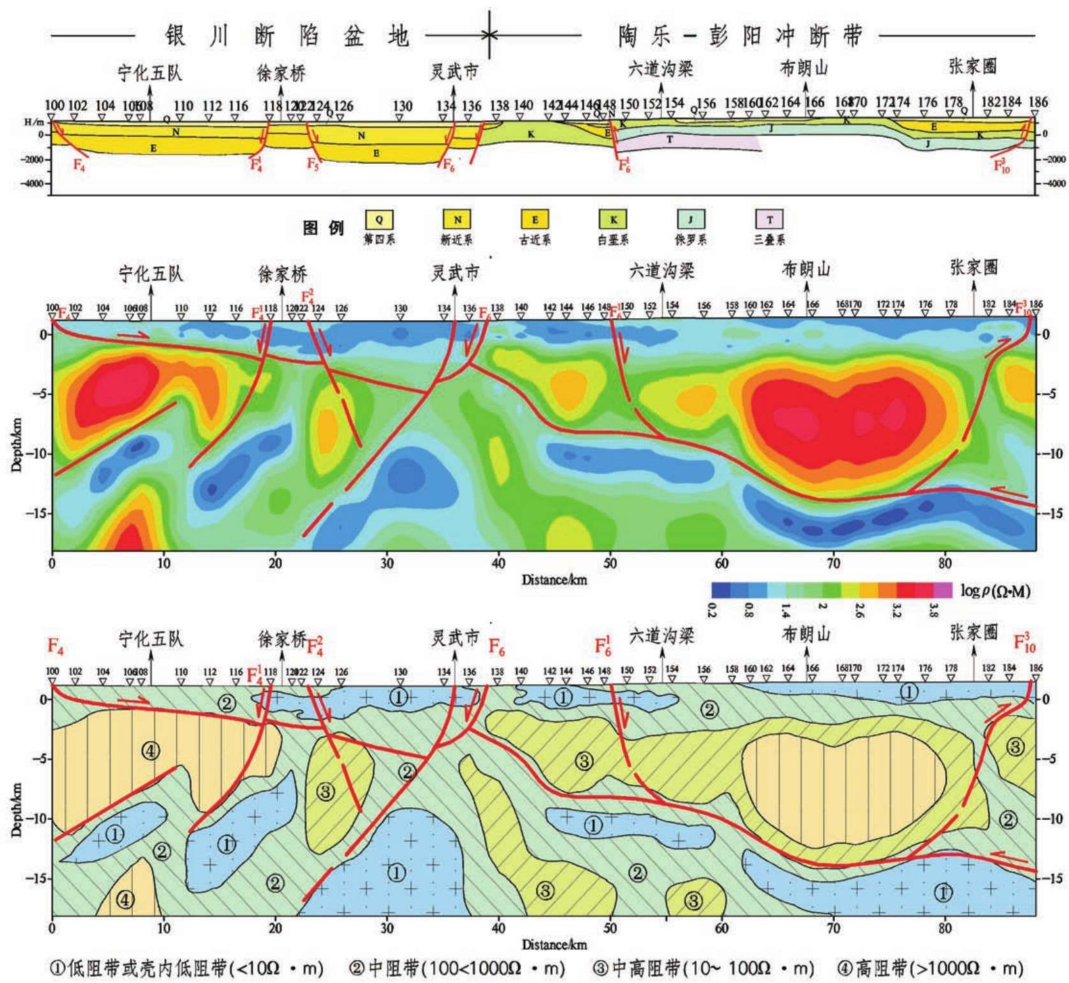


图6-14　F线(宁夏花布山-西狼洞沟)地质剖面(上)、中上地壳电性结构及构造解析图(中)、中上地壳电性结构模型(下)

向均匀的稳定地块特征,浅部为1km左右厚度的新生带低阻沉积地层,之下为古生代或更老地层反映的高阻地块,高阻地块之下展布低阻地层。

三、银川断陷盆地及周缘电阻率特征分析

由分布于银川地堑内的三条大地电磁测深剖面可以看出,南部的F剖面表现出与G、E剖面完全不同的电性结构特征。通过对比中段与南段电性结构差异,推断芦花台隐伏断层在E、G剖面上的断距10km左右,在F剖面上的断距2.5km左右;银川断层在E剖面上断距10km左右,在G剖面上断距13km左右,在F剖面上断距3km左右。通过趋肤深度理论计算及反演结果、结合地质约束条件,可以推断E剖面在E-042测点附近新生代覆盖层厚度在6km左右;G剖面上沉降在G-164号点附近新生代沉积地层厚度在8km左右。根据以上推断,本次大地电磁勘探结果说明在银川盆地中北段、中段、南段,盆地中北段沉降中心

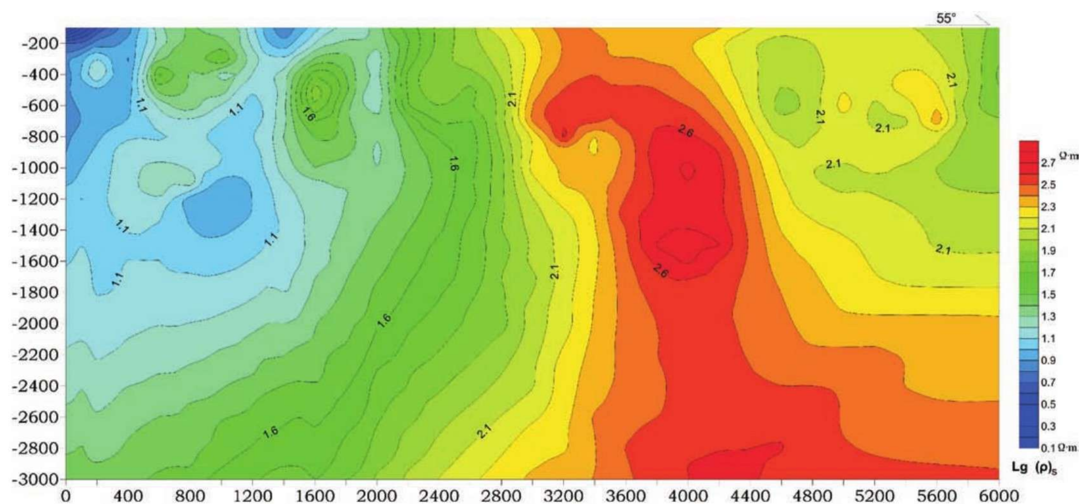
在F-042号测点附近，即平罗附近；盆地中段沉降中心位置在G剖面上G-164号测点附近，即银川老城西附近；南部沉降中心在F-134号测点附近，即宁武周边区域。沿盆地走向，基底在南北两头翘起，南段在灵武附近，新生代沉积地层厚度仅3km左右，银川断陷盆地总体呈现船底型构造，但是断陷盆地内发育的隐伏断裂及印度板块与太平洋板块俯冲运动在宁夏地区的远程效应使盆地基底面横向上出现地层错动，构造相对复杂化。

芦花台断裂、银川断裂等银川断陷盆地内发育的隐伏断层在F剖面上还有显示，但是它们断层的深部展布特征与银川断陷盆地中段差异明显，倾角较缓，断层影响深度有限。E与G剖面电性结构特征较一致，在银川断陷盆地都表现为横向与纵向不均匀分布的电性结构特征，深部发育大范围低阻地层，与贺兰山深部发育的低阻地层对应较好，另外，贺兰山浅部高阻地层在银川断陷盆地深部也可以发现踪迹，但是由于受深部断层的错动等动力学改造，表现为不连续分布且电阻率相对较低的特点。银川断陷盆地西边界附近发育的中阻地层通过物性分析为上新统砾石，说明贺兰山的隆升还在继续。

第三节　重点地区浅部电性结构特征

因本次大地电磁（MT）测量观测频段有效范围为320~0.001Hz，在地表存在一定的盲区，2km的观测点距使宽频大地电磁（MT）对浅表地质体及小型断裂的分辨率有限。为加强重点区域浅部构造调查研究，本项目在宽频大地电磁之外，于宁南弧形构造带重点区域补充若干音频大地电磁剖面（AMT），观测仪器使用EH4，观测点距100~500m不等，观测频率有效频段0.1~10Hz。

一、宁南弧形构造带重点地区AMT成果



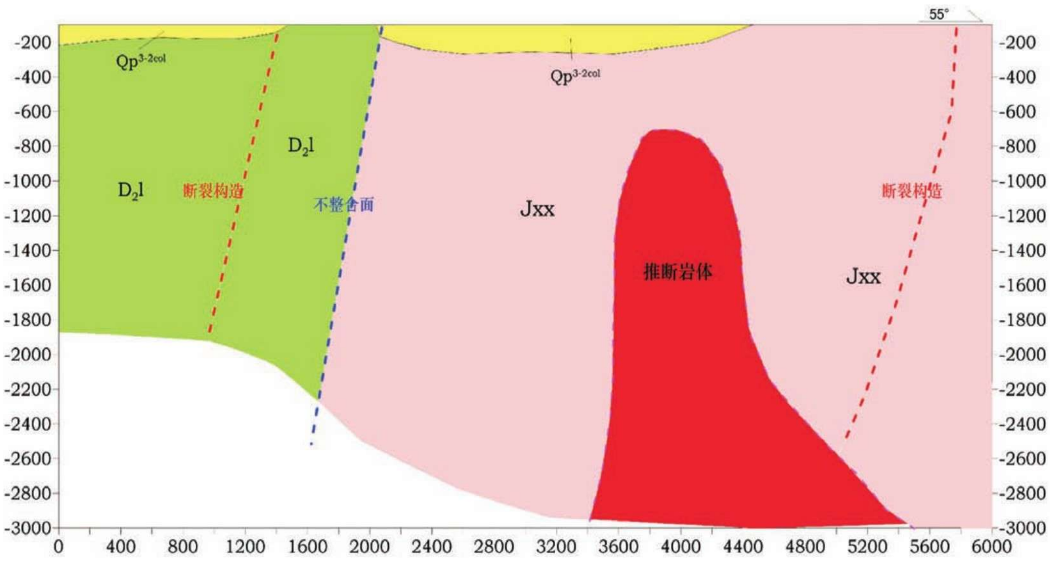
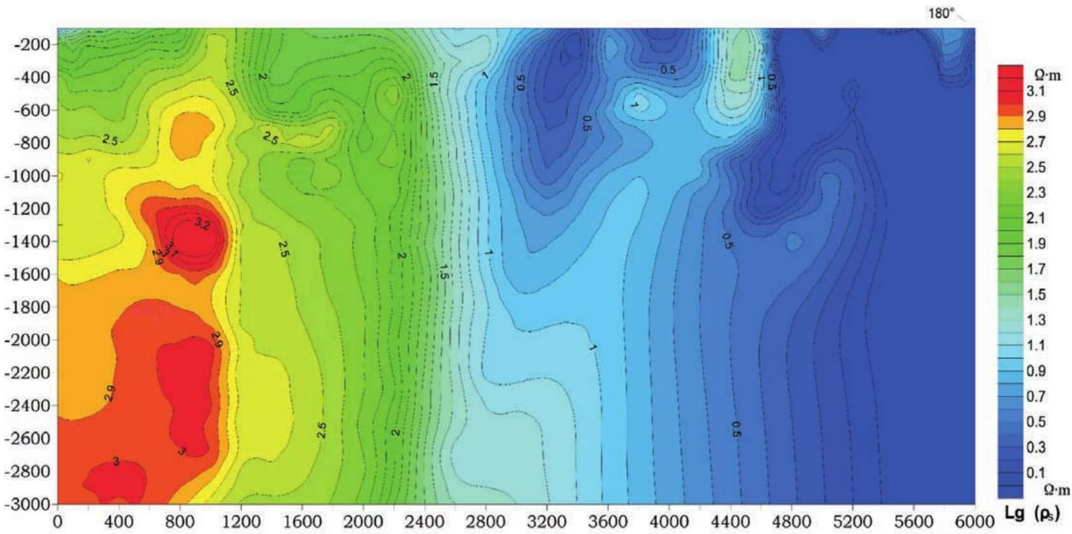


图6-15　西华山地区音频大地电磁勘探剖面解译成果

1.西华山地区剖面成果分析

西华山地区音频大地电磁测量(AMT)地质解译成果见图6-15,从起始端至2000m段视电阻率主要表现为低阻,电阻率多小于100Ω·m,剖面1000m位置等值线出现低阻扭曲带,结合地质特征认为可能是由断裂构造引起的,其向下延深约1000m;剖面2000m位置主要表现为电阻率梯度带,电阻率沿剖面方向逐渐增大,认为可能是地层不整合接触面的表现。剖面3400~4600m段表现高阻隆起区,在500~1500m深度等值线趋于闭合,视电阻率最高达500Ω·m,初步认为可能是由中酸性侵入岩体所引起。

2.卫宁北山地区剖面成果分析



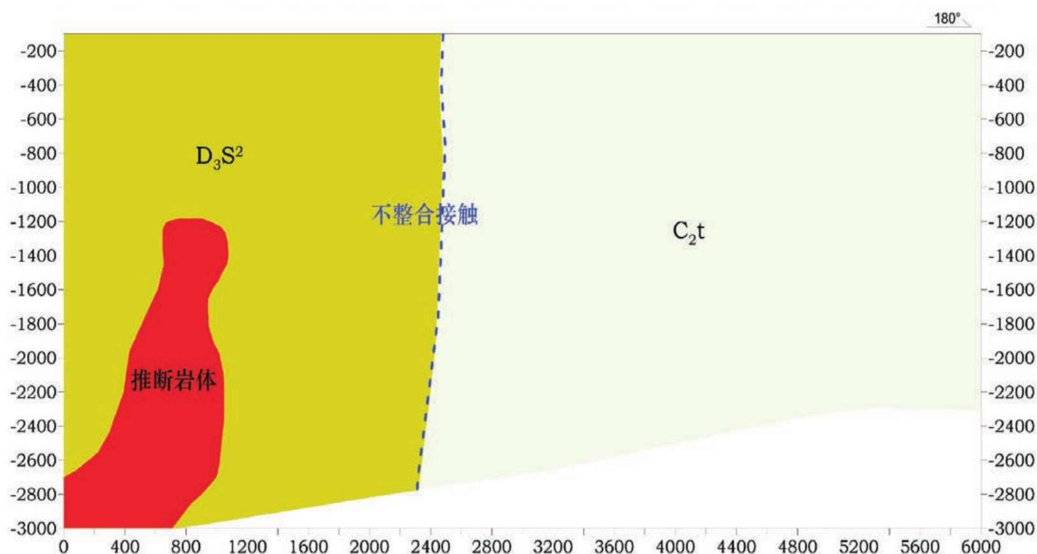


图6-16 卫宁北山地区音频大地电磁勘探剖面解译成果

卫宁北山地区音频大地电磁测量剖面穿过航磁异常M-33,距异常中心1km左右。2009年曾对此异常进行地面高精度磁法查证,认为是由中酸性侵入岩体引起的;大地电磁测量成果解译出该区深部发育大面积的低阻构造,证明该区存在岩浆运动的构造背景,图6-9所示C剖面的多尺度解译结果亦发现浅部高阻航磁异常体存在的迹象,为进一步确定航磁异常体在浅部的构造特征,2011年沿卫宁北山地区布置了一条音频大地电磁(AMT)剖面,其解释结果见图6-16。

在剖面北段600~1000m处发现有局部高阻体视电阻率最高达1500Ω·m,中心埋深大约在1400m,初步认为该异常很可能与航磁异常M-33同源,是中酸性侵入岩体引起的。剖面南部2400~6000m地段,主要表现为低阻区。从本地段地层分布看,石炭系、泥盆系地层可能向下延深大于4km,音频大地电磁测量与常规大地电磁测量的解释结果是一致的。

3.卫宁北山-兴仁段成果分析

2012年在2011年的工作基础上继续完成卫宁北山-香山音频大地电磁(AMT)野外数据采集,同时,对测量数据进行编辑平滑、静校正、反演等处理,获得了该区2000m以浅的电性结构,见图6-17。

该剖面由北向南布设,从大地构造位置看,该剖面基本处在走廊构造带上。受构造运动的影响,剖面2000m以浅地层的电性特征相对较为复杂(见图6-18)。沿剖面大致可分为7个电性区段,分别为:卫宁北山以北相对低阻区,卫宁北山地区高阻区,卫宁北山-柔远堡低阻区,柔远堡相对高阻区,黄河-高家水低阻区,香山地区相对高阻区,高泉山-兴仁低阻区。

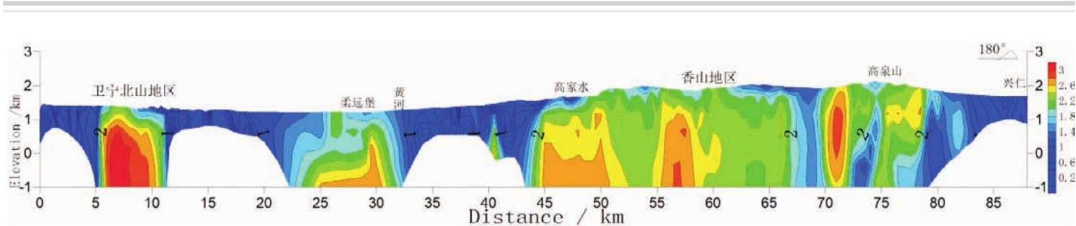


图6-17　卫宁北山-香山音频大地电磁测量初步反演图

(1)卫宁北山-柔远堡低阻区

该段地表多为石炭系地层,向南大部为第四系地层覆盖区,因此在视电阻率断面图总体表现为相对低阻,其电阻率多小于50Ω·m(图中标注为1.6)。在19km以北多处存在垂向电性梯度变化,可能为局部断裂所致,产状较陡,垂向延深大。

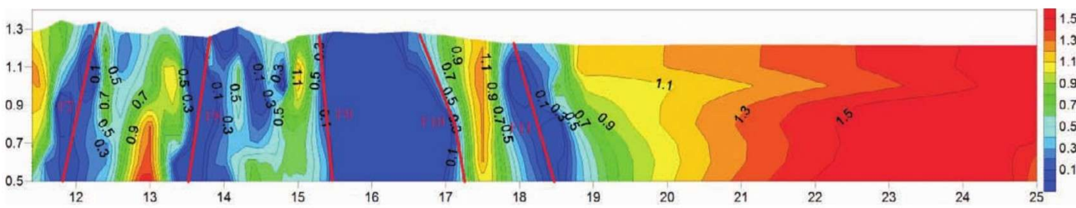


图6-18　卫宁北山-柔远堡低阻区初步解释

(2)卫宁北山高阻段

该区段位于阿拉善微陆块腾格里早古生代增生楔之卫宁北山-香山晚古生代前陆上叠盆地,是贺兰山隆起冲断带与宁南弧形构造带两个冲断系统双重影响的构造复合带。该区段相对以北地段电阻率明显较高(见图6-19),尤其是剖面6.5~8km段电阻率多大于2000Ω·m(图中标注为3.3),推测可能为中酸性侵入岩体的反映。剖面5.5km、11km位置呈现垂向延伸的电性梯度带,产状陡立,可能是断层所引起的,推断其向下延深大于3km。

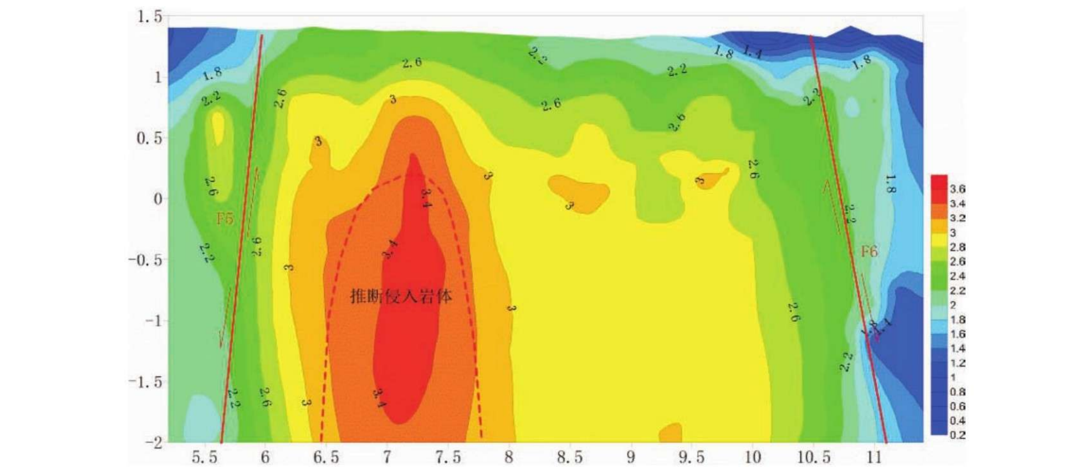


图6-19　卫宁北山高阻区初步解释

(3)柔远堡相对高阻区

该区段基本处在卫宁平原区,地表被第四系所覆盖,浅部的电性变化主要是受含水岩组的岩性及水质特征的影响。深部电性基本呈层状向下逐渐增大,在1.3km以深可能是白垩系地层的反映。剖面29km位置存在一电性梯度带,可能为局部断层的反映,倾向北,倾角约60° 。

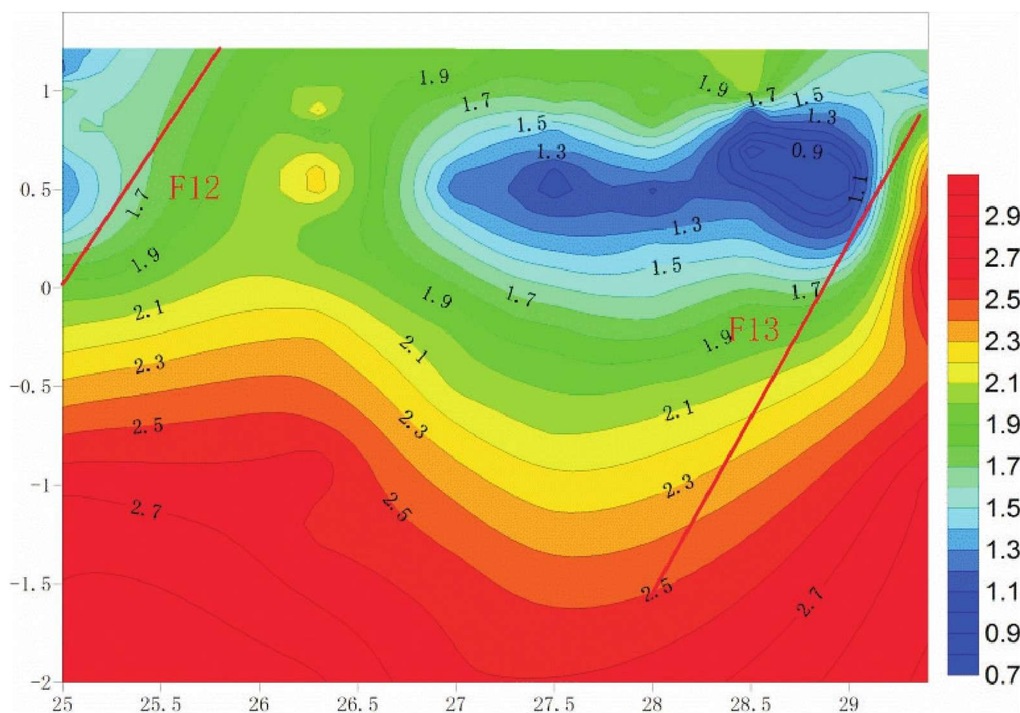


图6-20 柔远堡相对高阻区初步解释

(4)黄河-高家水低阻区

该区段地表主要为新生界所覆盖,且第四系厚度较小,由图6-21可见,该段电阻率多小于100Ω·m,推断其电性差异主要是受含水层岩性及水质分布所影响。剖面35km、37km、39km、42km位置呈现电性垂向梯度变化特征,推测可能是局部断裂的反映。

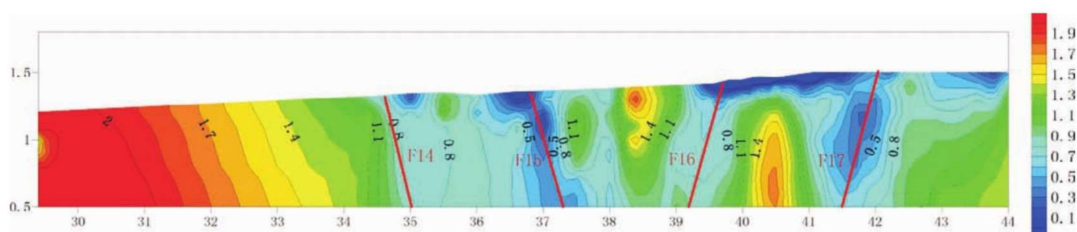


图6-21 黄河-高家水低阻区初步解释

（5）香山地区相对高阻区

该区段位于香山地区，卫宁北山–香山晚古生代前陆–上叠盆地，是在寒武纪–奥陶纪陆缘斜坡盆地基础上，在志留纪–泥盆纪弧（北祁连弧盆系）–陆（阿拉善微陆块）碰撞造山过程中转化为前陆盆地，石炭纪–二叠纪在碰撞造山后进一步转化为伸展型上叠盆地。经印支期以来的各期次运动尤其是燕山期–喜马拉雅期运动过程中的褶皱、断裂、逆冲推覆最终形成盆山相间的构造格局，也是宁南弧形构造带（后述）的主要组成部分。断裂发育、构造复杂，致使目前所见到的不同单元岩系的接触关系，几乎全为断层接触，大部为高角度的逆冲断层和断裂。从电性特征看（见图6–22），该段电阻率相对较高，基本在100～1000Ω·m，受强烈构造的影响，电性曲线多存在高阻闭合及垂向梯度变化等特征。

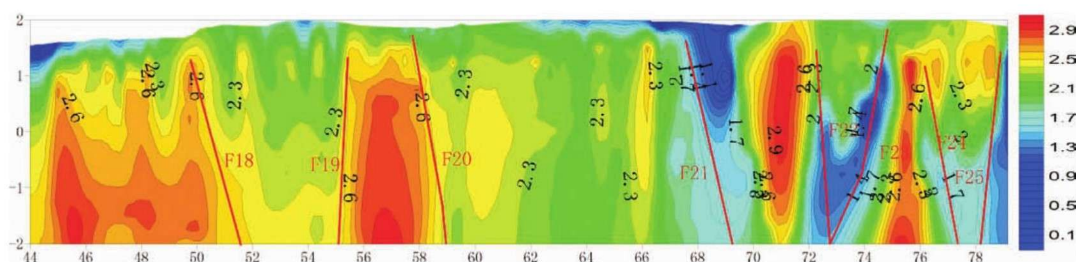


图6–22　香山地区初步解释成果

（6）高泉山–兴仁低阻区

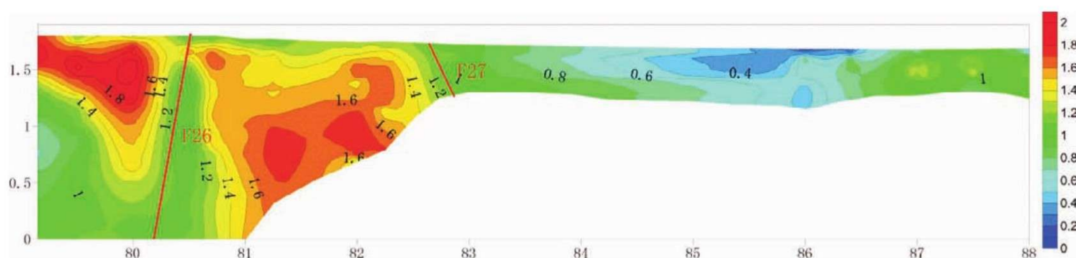


图6–23　高泉山–兴仁段初步解释

该区电阻率均小于100Ω·m，结合区域地质资料，标注83km以北地段地表为石炭系、二叠系地层，83km以南至兴仁段为第四系覆盖区。除了在80.5km、83km存在可能因断层引起的电性曲线的扭曲及梯度变化外，基本反映了较为稳定的沉积环境。

4.西南部重点地段剖面成果分析

宁夏西南部西吉断陷盆地处北祁连造山带北祁连中元古代–早古生代海沟系之白银–西吉早古生代岛弧，与其北侧的西华山–六盘山冲断席以左行走滑断裂相接。受左旋走滑运动的影响，以发育雁列式褶皱为特征，褶皱规模具远离左行走滑断裂迅速减小的特点，褶皱轴迹与走滑断裂带的锐夹角指示断裂对盘运动方向。

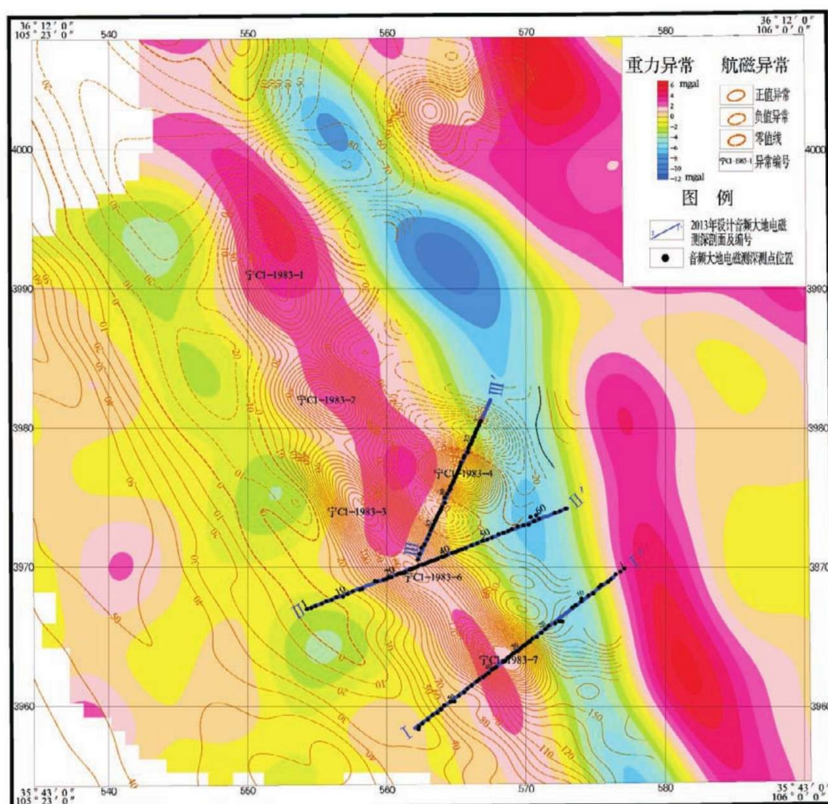


图6-24　宁夏西南部音频大地电磁测深剖面测点位置

该断陷盆地处于我国著名的铁、铜、铅锌、银等多金属矿集区和成矿带(北祁连多金属成矿带)的东南端。在航磁异常上,该地段存在一东南走向的串珠状强磁异常带,该磁异常对应相对重力高异常(见图6-24),结合区域成矿地质背景,该地区具有铁-铜多金属矿的找矿前景,但由于大面积新生界覆盖,地质勘查程度较低,至今未发现任何金属矿床。本次在该地段设计工作量主要目的是通过音频大地电磁测深剖面,对中深部的大地构造进行初步的分析,为该地区的矿产资源勘查提供一定的基础资料。

(1)Ⅰ-Ⅰ'剖面成果分析

该剖面针对航磁异常宁C1-1983-7布设,由图6-25可见,该剖面电性特征总体呈水平层状分布,浅部为一稳定的低阻层,电阻率小于50Ω·m,主要是新生界地层的反映,厚度由西南至东北逐渐变大,根据钻孔资料推断该层厚度在300m左右;深部电阻率呈逐渐增大,但受地表低阻的影响,梯度变化较缓,与上覆地层的界面难以划定,从区域地质资料分析应该是古生界的反映。其中,在剖面中间位置,大致在25号点至50号点之间地段(也为航磁异常中心位置),电阻率大于500Ω·m,结合泉儿湾及赵家佬钻孔情况,该段高阻体很可能为基性岩体所引起的。

剖面51号点位置,电阻率呈现垂向延伸的电性梯度带,结合地质资料,该梯度带应该

是新塬-兴坪断裂的反映,该断裂倾向西南,倾角大约70°　。在其东北侧分别存在两处电性梯度带,分别位于剖面40号测点和11号测点,推断两处存在局部断裂,或为新塬-兴坪断裂的次级断裂。

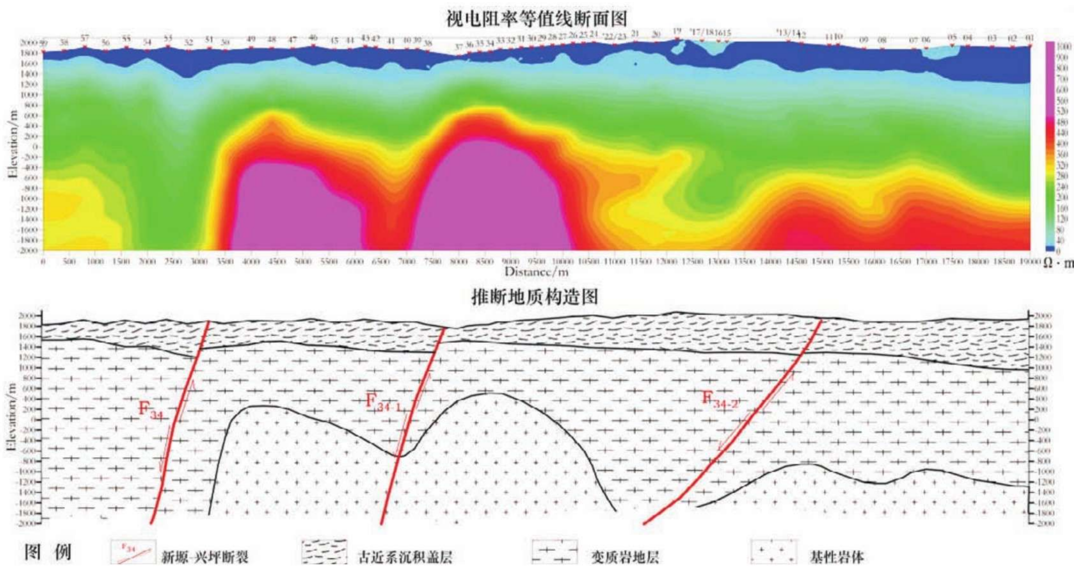


图6-25　Ⅰ-Ⅰ′剖面成果

(2)Ⅱ-Ⅱ'剖面成果分析

该剖面针对航磁异常宁C1-1983-6布设,从初步结果看(见图6-26),剖面电性特征总体与Ⅰ-Ⅰ'剖面较为相似。在剖面14号点至30号点位置,电阻率相对较高,结合重、磁及区域地质资料,推断在深部可能存在基性岩体的侵入。

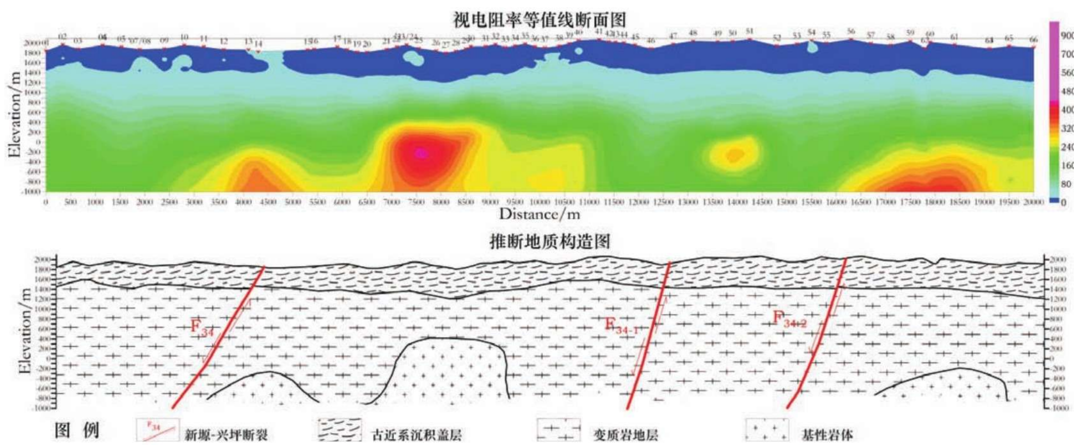


图6-26　Ⅱ-Ⅱ′剖面成果

（3）Ⅲ-Ⅲ'剖面成果分析

该剖面针对宁C1-1983-4设计，剖面总体的电性特征与前述剖面一致，在剖面中间地段（异常中心）存在一隆起的高阻体，结合重、磁资料及区域地质构造特征分析，可能为基性岩体所致。

剖面34号点位置存在一向西倾的电性梯度带，推断为新塬-兴坪断裂的次级断裂所致。

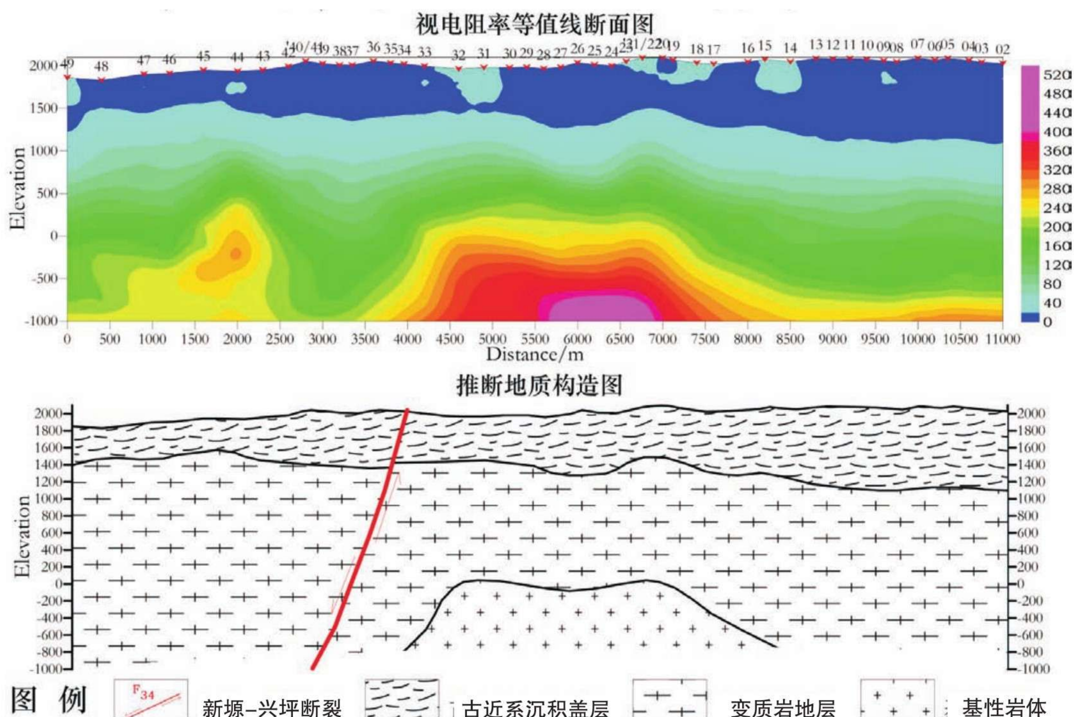


图6-27　Ⅲ-Ⅲ'剖面成果图

二、银川断陷盆地AMT剖面成果分析

为了结合宽频大地电磁测深资料对银川平原的浅部结构进行研究，本项目于跨银川平原的宽频大地电磁测深剖面针对银川平原布设了三条音频大地电磁测深剖面（见图6-28）。北部两条剖面的形态基本一致，贺兰山东麓断裂以西（大致E-E剖面04号点、G-G剖面08号点）呈现高阻特征，贺兰山东麓断裂以东除地表电性不均引起的局部异常外，总体呈现中低阻。

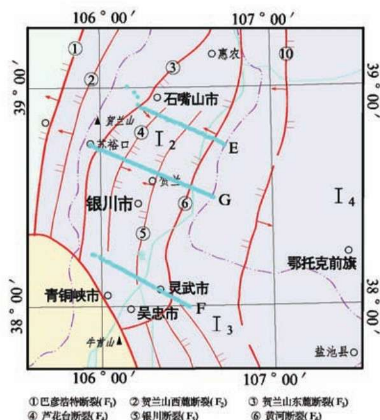


图6-28　音频大地电磁测深相对位置图

1.E-E剖面

剖面由贺兰山经过平罗县、陶乐镇至内蒙古鄂托克前旗。由图6-29可见，04号点以西电阻率大于500Ω·m，结合地质资料，高阻地层主要为古生界的反映。04~10号点之间，电阻率在70~200Ω·m，主要为第四系砂砾石层的反应，厚度大约在1000m，下伏地层为新近系或古近系。40号点位置电性曲线扭曲，测点位于黄河附近，应该为黄河断裂的反映。以该断裂为界，10~40号点之间地段，呈现上低下高二元电性结构，1000m以浅主要为第四系细砂、粉砂夹粘土层。1000m以深电阻率逐渐增大可能是新近系或古近系所致。40号点以东，表层100~200m为第四系细砂、粉砂的反映，下伏地层为第三系，从电性曲线特征看，该层厚度大约在800m，之下为白垩系地层。

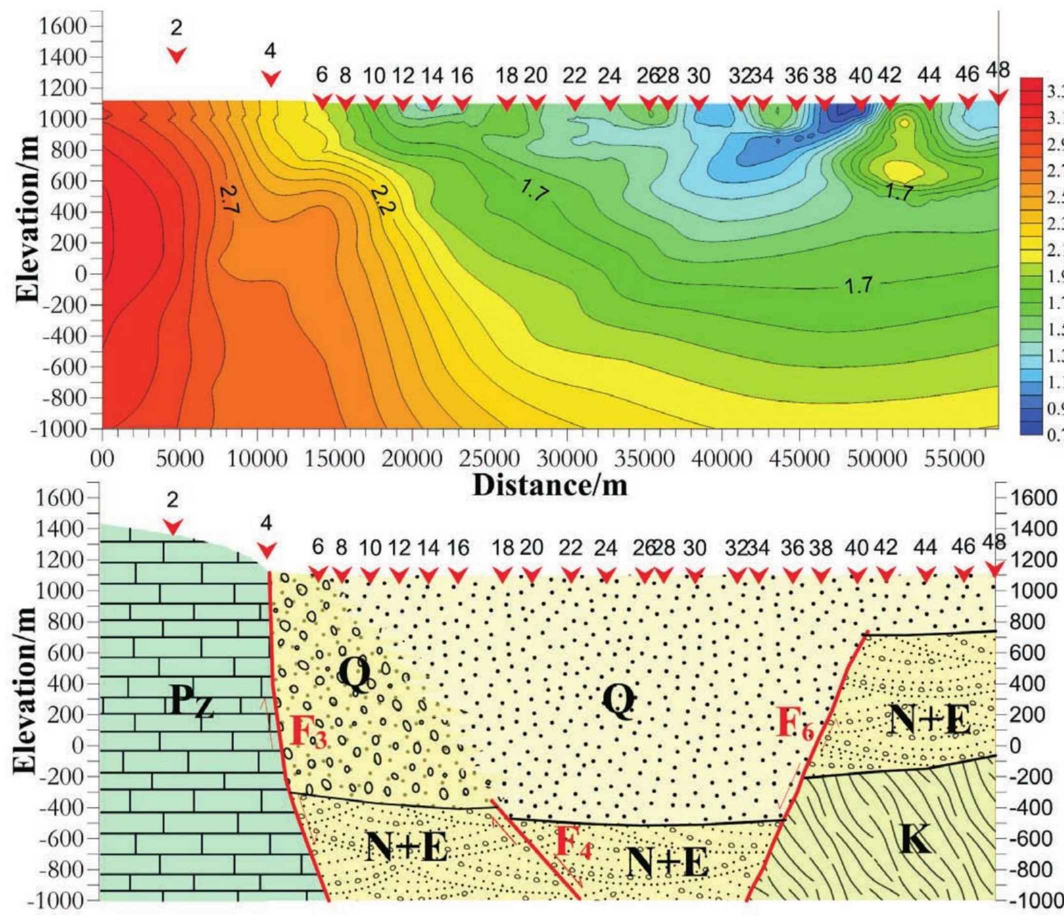


图6-29　银川断陷盆地E-E剖面音频大地电磁测深成果

2.G-G剖面

该条剖面由苏峪口途经贺兰县至红墩子。与前述E-E剖面电性特征相似，贺兰山东

麓断裂以西的古生界地层导致剖面西端电阻率呈现高阻特征，电阻率大于200Ω·m。07～15号点位于贺兰山洪积扇，岩性以第四系砂砾石为主，厚度约800m，下伏地层为新近系或古近系地层。15～60号点除局部电性不均引起的异常外，基本呈现上低下高二元电性结构。1000m以浅主要为第四系细砂、粉砂。1000m以深则为新近系或古近系。值得注意的是40号点位置存在明显的垂向电性梯度带，与银川断裂所处位置较吻合，可能是该断裂的反映。60号点以东，总体呈上高中低下高三元电性结构特征，上覆高阻地层电阻率在20～50Ω·m，对应第四系细砂、粉砂，厚度小于100m，标高在200～1000m的深度内，电阻率小于15Ω·m，主要为古近系泥质岩层的反映。1200m以深电阻率逐渐抬升，结合地质资料推断可能为白垩系的反映。

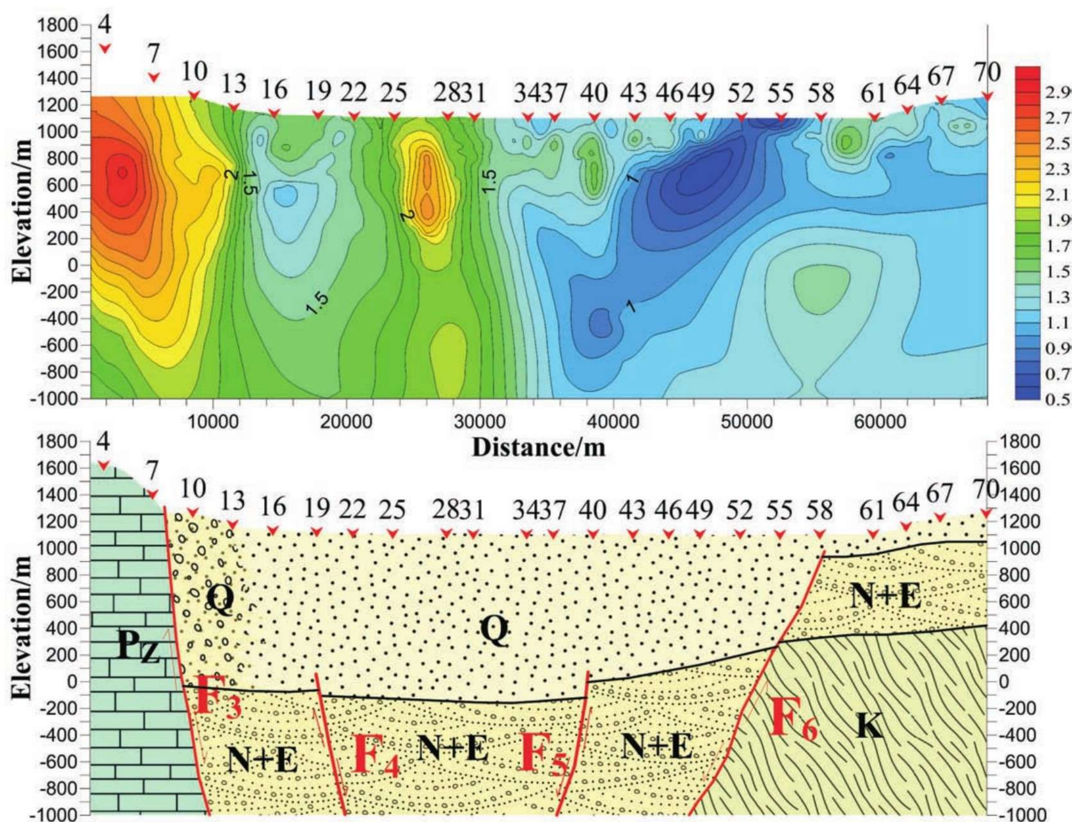


图6-30　银川断陷盆地G-G剖面音频大地电磁测深成果图

3.F-F剖面

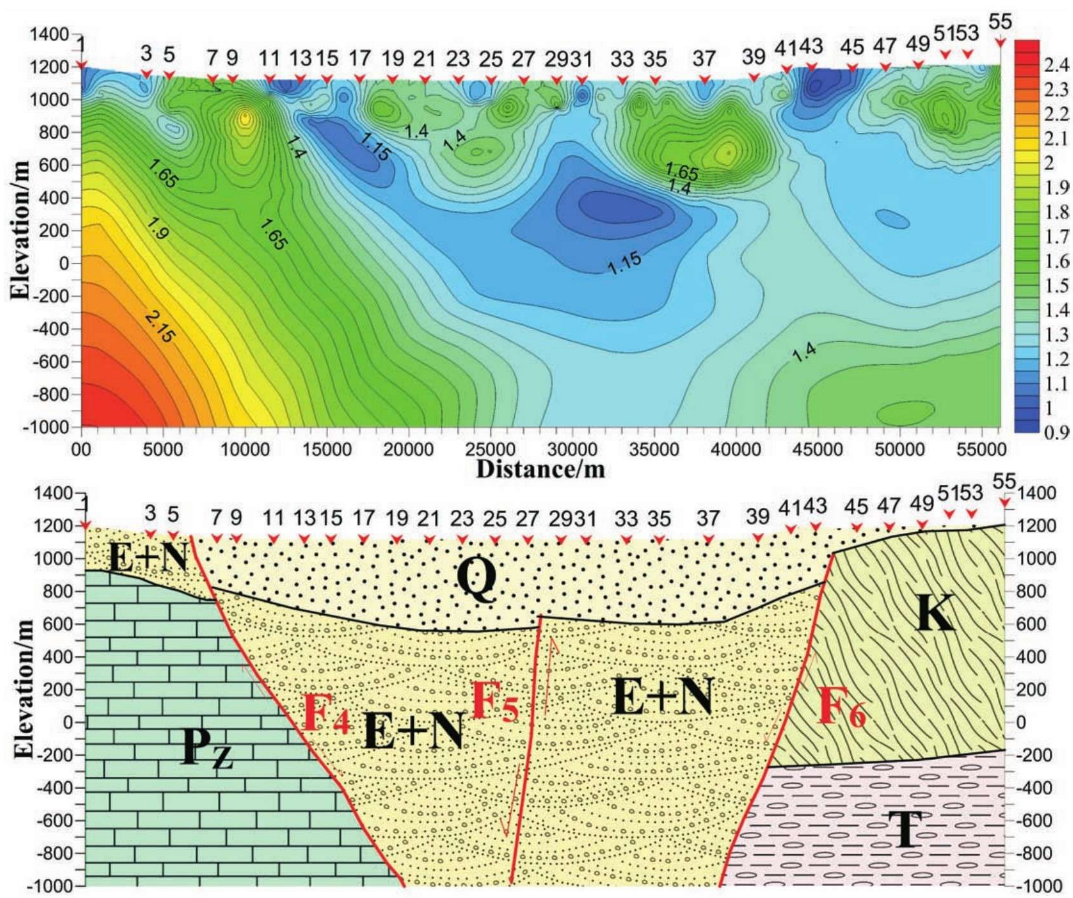


图6-31　银川断陷盆地F-F剖面音频大地电磁测深成果

该条剖面由闽宁镇至马家滩镇(见图6-31)。其电性结构与银川北部的两条剖面结构较为相似,在芦花台断裂附近(剖面05号)除浅部由于新近系引起的厚度较薄的低阻层外,深部均呈现高阻特征,可能为古生界地层的反映。剖面05号点至45号点地段,数百米深度内电阻率整体相对较低,主要是第四系含水岩组的综合反映,最大厚度达500m。局部出现的中阻闭合区则主要是由于水质情况所致。45号点以东主要受黄河断裂控制,第四系较薄,下伏地层主要为中生界。

第七章 综合地质地球物理解释

本章将通过分析本地大地电磁测量所获得二维电性结构构造解译成果，结合研究区中国地震局所做的大地电磁剖面资料、宁夏地质调查院提供的重磁资料在处理结果及通过相关文献收集到的地震剖面、地质资料，开展鄂尔多斯逆冲带深部结构及其构造涵义、烟筒山–小关山冲断带深部构造的地质意义、兴仁–海原坳陷盆地深部边界、海原地震深部孕震构造、银川断陷盆地构造演化的大地电磁证据及宁南弧形构造带中上地壳动力学背景研究，为研究青藏高原的隆升机制及动力学背景提供技术支撑。

第一节 研究区中上地壳拟三维电性结构特征

本次大地电磁测量剖面分布在宁夏全境，基本覆盖了宁夏地区主要大地构造单元与断裂体系，因项目实施时间短，经费支持力度有限等原因，大地电磁剖面间距较宽，建立宁夏地区中上地壳三维电性结构模型存在一定困难，但是我们通过将7条大地电磁剖面使用三维建模软件显示其拟三维效果图，可以看出在祁连造山带、腾格里增生楔、鄂尔多斯地块及银川断陷盆地等区域的电阻率存在较大差异并具有不同的构造特征与动力学背景。本小节将首先结合宁夏地区拟三维电性结构图，结合收集大地电磁剖面等资料，勾绘宁夏地区主要边界断裂的空间展布模型，结合二维剖面电性结构特征与拟三维电性结构模型总结宁夏地区的中上地壳空间电性结构特征与主要断裂的空间展布规律。

一、壳内电性分带特性

宁南弧形构造带地块内部或地块之间存在明显的电性边界带，为构造单元的划分提供了新的证据。宁南弧形构造带以海原断裂与六盘山断裂、牛首山–大罗山–崆峒山断裂为界，可以分为祁连山造山带、腾格里增生楔、陶乐–彭阳冲断带及天环向斜四个电性差异带。壳内低阻层主要分布在祁连造山带、兴仁–海原坳陷盆地及天环向斜内。北部银川断陷盆地周缘以贺兰山西麓断裂与东麓断裂、黄河断裂可以划分为阿拉善高阻区、贺兰山褶断带高低阻区、银川断陷盆地低阻区及陶乐–彭阳冲断带高阻区四个电性分区。

1.祁连造山带电阻率以高阻块体大面积分布为特征，高阻地块下面发育低阻地层，靖远–西吉坳陷盆地内存在两个低阻上隆区，结合地质资料推断其为深部地幔上隆在中上地壳的浅

部反映,这一电性结构特征说明靖远–西吉坳陷盆地具备成矿的深部构造学背景。

2.腾格里增生楔的电性结构相对较复杂,以天景山断裂、烟筒山–窑山断裂为界限,区分为三个电性差异带。香山褶断带与兴仁–海原坳陷盆地电阻率表现为中低阻特征,其中兴仁–海原坳陷盆地电性结构成层性好,纵向上表现为低阻与高阻相间出现的特征,且发育壳内高导低阻层;天景山断裂与烟筒山–窑山断裂挟制的烟筒山–小关山冲断带内部电性结构成“碎块状”分布,在C剖面、A剖面及D剖面上都发育“岛链式”高阻地块,南部B剖面反映该烟筒山–小关山冲断带体现为中阻特征,电性分布不均匀;大井断裂与查干布勒格–土井子断裂及牛首山–大罗山–崆峒山断裂中间北部为卫宁北山褶断带、南部为牛首山–罗山冲断带,卫宁北山褶断带表现为低阻特征,该区深部可能发育壳幔上隆,牛首山–罗山冲断带表现为不均匀分布的中阻特征。

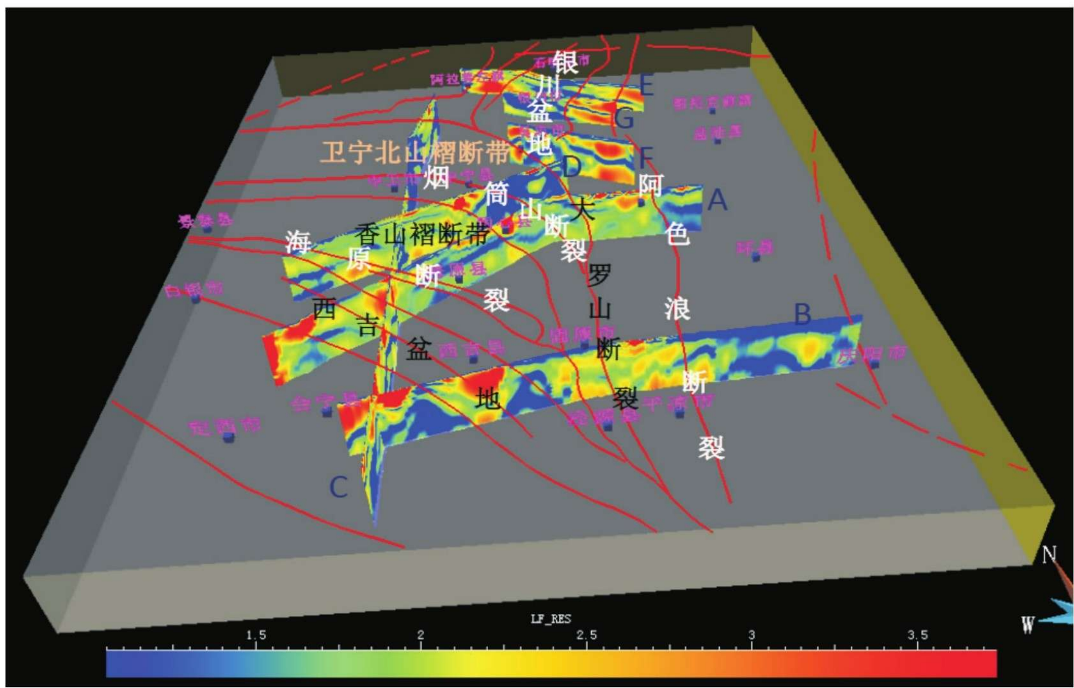


图7–1　宁夏及周缘拟三维电性结构

3.鄂尔多斯西缘带以阿色浪断裂及北纬38°为界限,电性结构特征体现出明显的差异性,剖面A、B、D、E、F及G剖面都经过该区域。北纬38度以南的陶乐–彭阳冲断带电阻率表现为中高阻特征且横向、纵向都表现为不均匀分布的特点;北纬38°以北的陶乐–彭阳冲断带电性结构表现为纵向分层横向均匀的稳定构造特征;阿色浪断裂以东的天环向斜电阻率亦体现出明显的分层构造特征,浅部为低阻沉积地层,下面为结晶基底,但是结晶基底下面发育很多“隆起构造”与“坳陷构造”,体现出该区深部构造运动的复杂性。

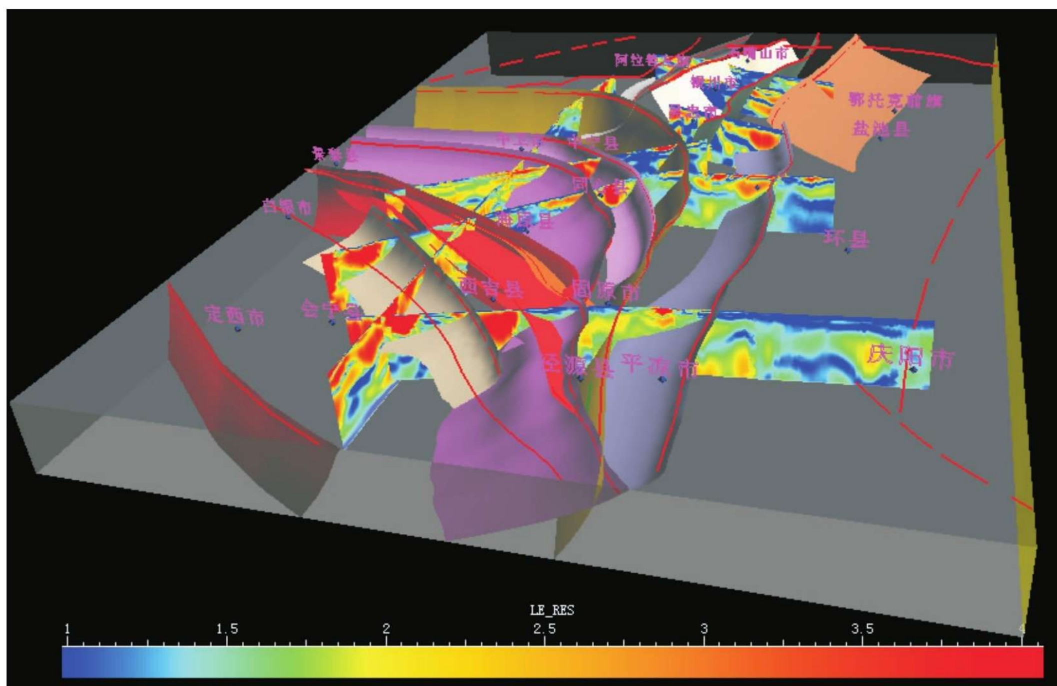


图 7-2　宁夏及周缘主要边界断裂空间展布特征

二、拟三维空间大地电磁测深电性特征分析结果

1.通过拟三维空间大地电磁电性特征分析，宁南弧形构造带中上地壳电性结构剖面显示出高阻与低阻地块相间排列及分布其间的电性梯度带，表现为“碎块状”的构造样式，且在深部断续存在壳内低阻高导低速地层，以上特征是研究区中上地壳有别于层状电性结构和块状电性结构的最基本电性结构特征，可能是宁南弧形构造带强震或特大地震频发的深部构造背景。

2.拟三维图显示壳内低阻层总体表现为西南深、北东浅，且呈不连续分布的特征。祁连造山带内的壳内低阻层深度介于20～30km之间，往北与香山逆冲推覆体下的滑脱层相交汇；兴仁-海原坳陷盆地内的壳内低阻层深度减小为10～15km之间，往北东终止于烟筒山-小关山冲断带，并与陶乐-彭阳冲断带下的滑脱面交汇。滑脱面及壳内低速高导层构成了研究区主要的动力学边界条件，宁南弧形构造带依托上述边界条件表现为祁连造山带向东仰冲、逆冲推覆，阿拉善地块是向南俯冲，鄂尔多斯地块是向西俯冲的动力学态势。

3.图7-2为结合本次大地电磁及收集大地电磁、地震剖面绘制的宁夏及周缘地区主要断裂三维空间展布图，可以看出，海原断裂可能为切穿中上地壳的深大断裂，倾向南西，倾角70°~80°，既不像走滑断裂那样陡峭，也不像逆冲断层那样平缓，而是兼具走滑断层与逆冲断层的双重特征；牛首山-大罗山-崆峒山断裂为上地壳断裂，腾格里增生楔依托该断裂及上地壳中生代或古生代滑脱面地层向鄂尔多斯地块逆冲推覆，依托该断裂深部电性差异推断的隐伏断裂

可能为深切地壳的深大断裂，鄂尔多斯西缘电性结构及断裂空间特征显示该区中上地壳与下地壳可能表现为两套不同动力学系统的双冲构造特征。

第二节　鄂尔多斯西缘中上地壳深部结构

鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带是连接中国北方东部与西部不同大地构造单元的枢纽地区，是中国北方构造、地貌以及各种地球物理场的明显的分界带。该构造带是中朝古板块西部呈南北向展布的一狭长构造带，同时也是中生代发育起来的中国内部极其重要的逆冲推覆构造带，该构造带北部的西边界为贺兰山西麓的磴口–阿拉善左旗断裂，中南部的西边界为青铜峡–固原断裂。因为本次收集到的鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带区域北段即贺兰山附近的大地电磁剖面有限，无法精确反映该区的深部电性结构特征，故本小节对鄂尔多斯西缘的研究将重点集中在中南部区域。中南部为青藏高原向北东生长的前锋地区，因此开展鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带中南段深部结构研究，研究现今构造格局的形成机制，对认识中国大陆地壳变形动力学、地震灾害发生机制和灾害趋势预测具有十分重要的科学意义。赵国泽、詹艳等通过国家自然科学基金、地震联合基金和国家重点发展规划项目的资助，在宁夏弧形构造带垂直青铜峡–固原断裂的方向布置了12条大地电磁测深剖面（图7–3），其中有10条分布在宁夏弧形构造带的中南部。通过大地电磁剖面获得了鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带中南部的深部电性结构，探讨了不同区段的电性差异特征，并初步分析了差异形成的深部动力学机制。

通过图7–3里的背景构造图可以看到，鄂尔多斯西缘中南部的构造大致以A剖面为界，表现为明显的差异性，为便于分析研究，鄂尔多斯西缘中南部可以进一步划分为中部和南部两个构造带，本项目结合张进等对鄂尔多斯西缘段的划分结果，中段亦可称为马家滩段，南端亦可称为沙井子段。

一、马家滩段

北边起始于磁窑堡，南边到达甜水堡，由A剖面的电性主轴方位角分析结果看出该段构造走向为北北西。该区段具有压扭的性质（杨俊杰等，1990），由图7–4的地震剖面结果可以看出，该区中上地壳主要主冲断层有牛首山–大罗山–崆峒山断裂、下马关–安固断裂、青龙山–平凉断裂、惠安堡–沙井子断裂及车道–阿色浪断裂，断裂走向为北偏西方向，倾向偏西，断层面上面陡峭下面趋缓直至近于水平状，并沿晚古生代煤系地层滑脱，冲断块向东逆冲推覆，上述主冲断层由西向东逆冲推覆的距离逐渐增大。进一步分析地震剖面，发现在主冲断层的旁侧发育一系列的扭动褶皱和水平牵引褶皱，主要为断层相关褶皱。在主冲断层的前缘，发育有反冲断层，形成了三角构造特征。在主冲断层周围发育有后冲断层，在该段形成许多小型冲起构造。

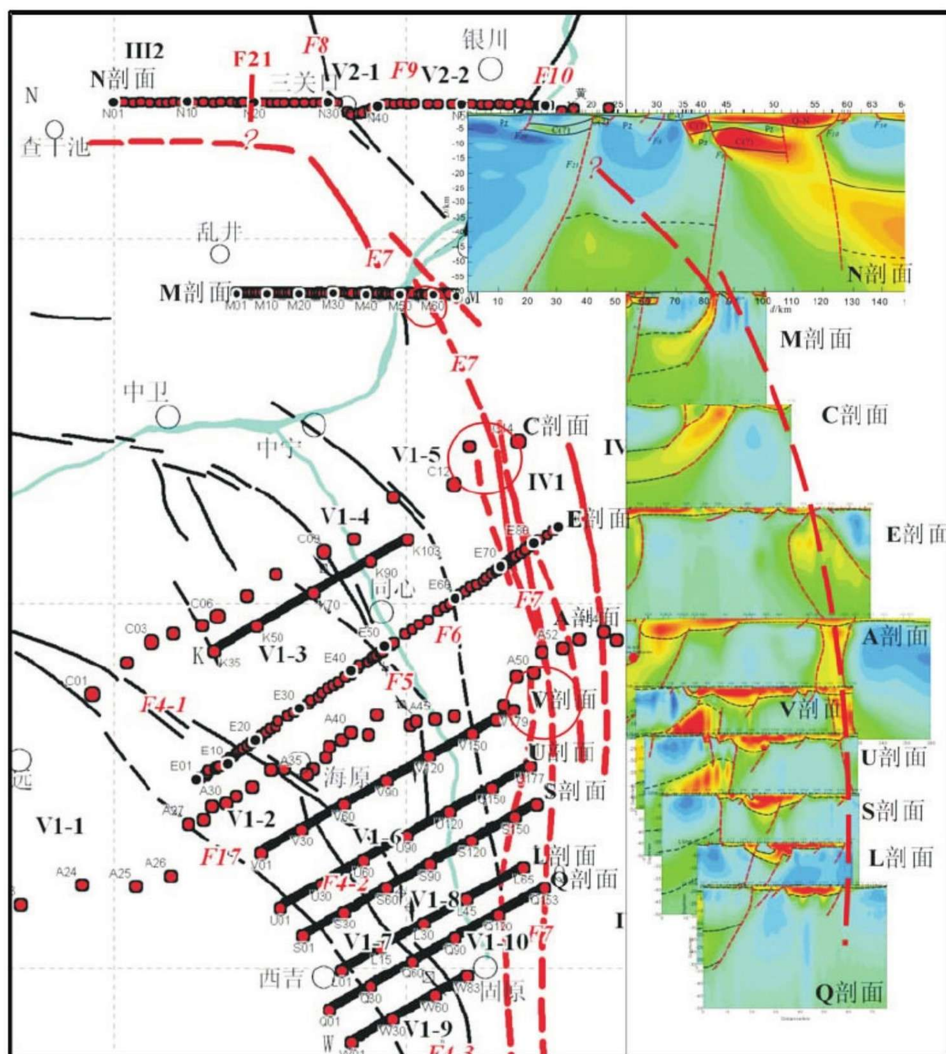


图7-3　横跨鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带的Q、L、S、U、V、E、M和N剖面的电性结构
（其中红色圆圈是鄂尔多斯西缘中强地震的发震位置，红色低阻，蓝色高阻）（詹艳，2008）

二、沙井子段

该段北边起始于甜水堡，南边到达甘肃陇县地区。该区主要构造线走向为近南北向（张进，2004）。该段内主冲断层走向为近南北向，断层较陡峭，断面西倾，冲断地块向东逆冲推覆。该段的逆冲推覆作用较马家滩段要弱很多，但是这些断层的压扭性质更加明显（汤锡元等，1998；杨俊杰等，1990）。

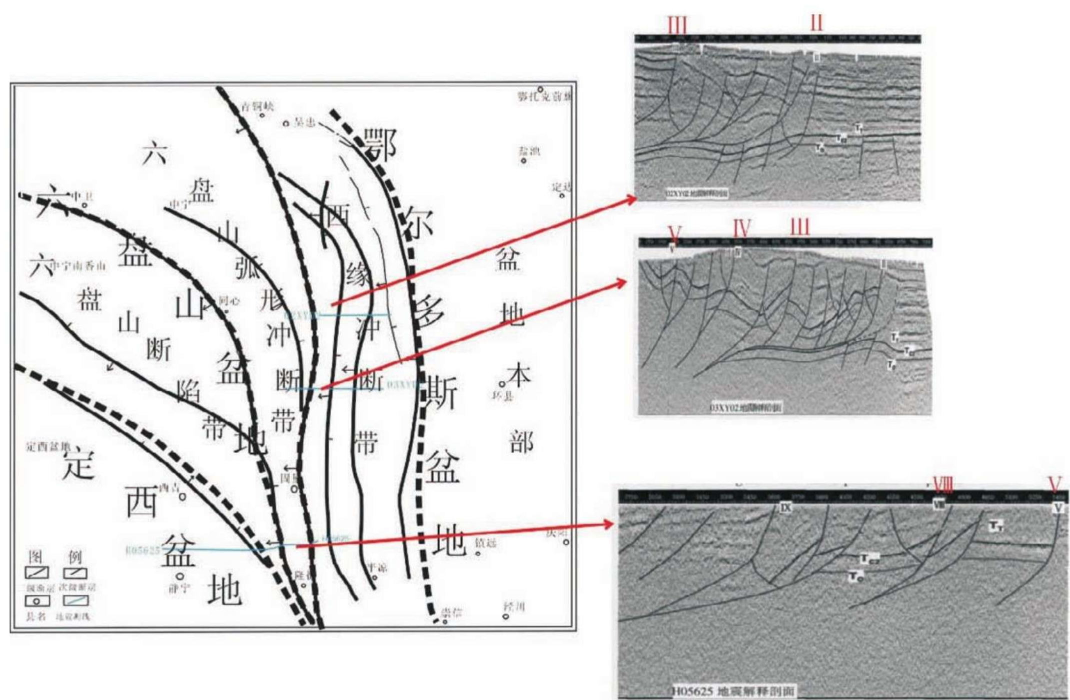


图7-4　牛首山-大罗山-崆峒山断裂及周缘地区地震剖面(刘牧,2011)

(注:Ⅷ为六盘山西麓断裂;Ⅴ为烟筒山-窑山断裂;Ⅳ为牛首山-大罗山-崆峒山断裂;Ⅲ为下马关-安固断裂;Ⅱ为青龙山-平凉断裂;Ⅰ为惠安堡-沙井子断裂)

虽然赵国泽、詹艳(2008)等前期对鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带的深部电性结构做了大量的研究,但是前期研究存在很多局限性,从图7-3的剖面位置图我们可以看到:除北部跨越贺兰山的剖面外,大多数剖面长度有限,无法完整地反映鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带的深部电性结构特征;C剖面、A剖面(詹艳等,2008)虽然横跨了鄂尔多斯西缘的逆冲褶皱带的大部分区域,获得了跨越该构造带西边界的深部电性结构,但是观测点距较大,所获得的电性结构精度有限,对解决深部电性结构的构造涵义提供的支撑不够,本报告里将不进行研究分析;E剖面(詹艳等,2008)也横跨了鄂尔多斯西缘马家滩段的大部分区域,局限于处理解释方法,通过其获得的深部电性剖面精度较差,对于研究该区的逆冲推覆构造的深部细结构缺乏足够的支撑条件。本小节将通过A剖面(甘肃靖远-宁夏盐池东风)、B剖面(甘肃会宁-宁夏固原-甘肃庆阳)的反演结果获得跨越鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带马家滩段与沙井子段的中上地壳深部电性结构,结合在该区收集到的9条大地电磁剖面反演结果和相关地震剖面、地表地质资料及浅井资料,解剖鄂尔多斯西缘中南部的深部细结构,分析鄂尔多斯西缘构造带中南段的形成机制,探讨其作为青藏高原向北东推挤前锋地区所反映的构造动力学特征。

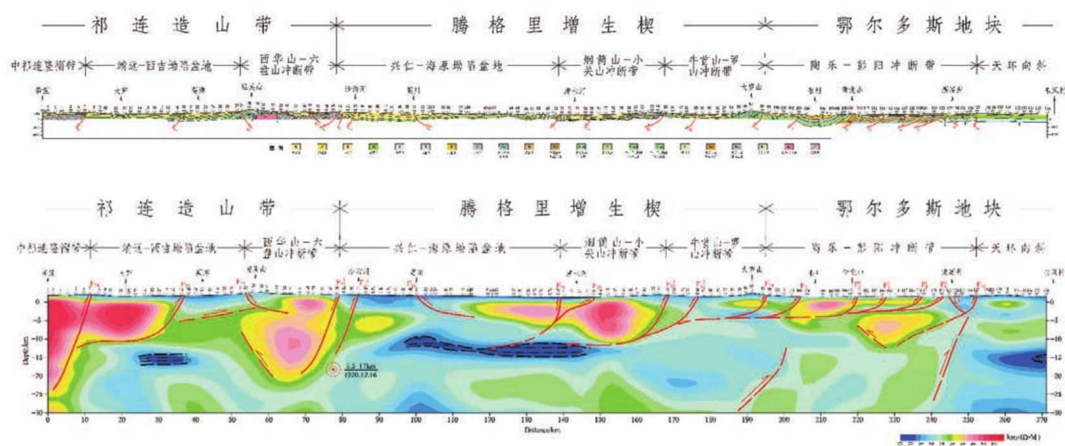
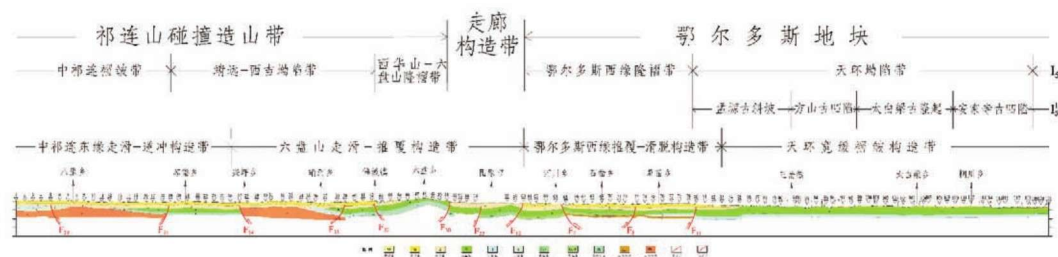


图7-5甘肃靖远-宁夏盐池东风中上地壳电性结构
（上图为剖面位置图，中图为地质剖面）

甘肃会宁-宁夏固原-甘肃庆阳地质剖面



甘肃会宁-宁夏固原-甘肃庆阳中上地壳电性结构及构造解析剖面

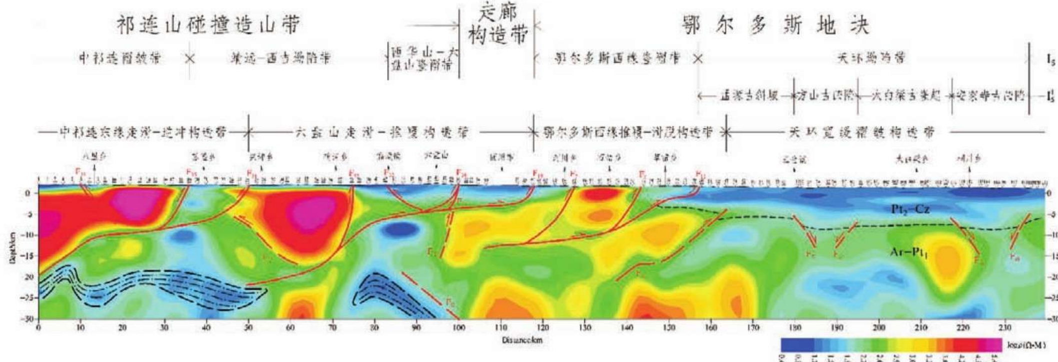


图7-6　B剖面中上地壳电性结构(上图为剖面位置图，中图为地质剖面)

把通过相关文章收集到的大地电磁剖面以牛首山-大罗山-崆峒山断裂为轴线，由北向南依次排列，其结果见图7-3，图7-5与图7-6为实测的A剖面、B剖面的中上地壳二维电性结构剖面，大概介于E剖面和K剖面（詹艳等）之间，因为上述剖面都经过或者接近鄂尔多斯西缘逆冲构造带内的主要主冲断裂牛首山-大罗山-崆峒山断裂，故我们通过分析该断裂各区段的电性差异来间接研究鄂尔多斯西缘的深部电性结构特征。对比分析上述剖面的电性结构图可以看到牛首山-大罗山-崆峒山断裂具有明显的分段电性结构特点，在南边固原附近的剖面Q、L、S和U剖面上，牛首山-大罗山-崆峒山断裂只有在左边的浅部存在一低阻异常区域，深部介质电阻率差异不明显，实测剖面B相对上述剖面形成的电性差异带更加明显，但是也显示出构造变形相对较弱的电性结构特征；牛首山-大罗山-崆峒山断裂中间（大罗山、小罗山附近）的V、A（詹艳等）、实测A剖面、E剖面上，断裂由浅到深介质电阻率具有明显差异；再往北在K、C剖面上该断裂的走向变为北北西方向，断裂两边的介质电性差异再次变得模糊；在M剖面上，牛首山-大罗山-崆峒山断裂与黄河断裂相交汇，在深部出现明显的电性低阻带。N剖面横跨鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带的北段，在该剖面上，牛首山-大罗山-崆峒山断裂仅在地壳浅部出现规模较小的相对低阻异常带，深部电性差异不明显，说明该断裂在鄂尔多斯西缘北部切割深度相对较浅。由于沿该断裂的大部分剖面长度有限，没有完全跨越该断裂，关于断裂的分段性特点大多依据该区的地质剖面获得，但是电性剖面还是从一定程度上反映了断裂的分段性特征。

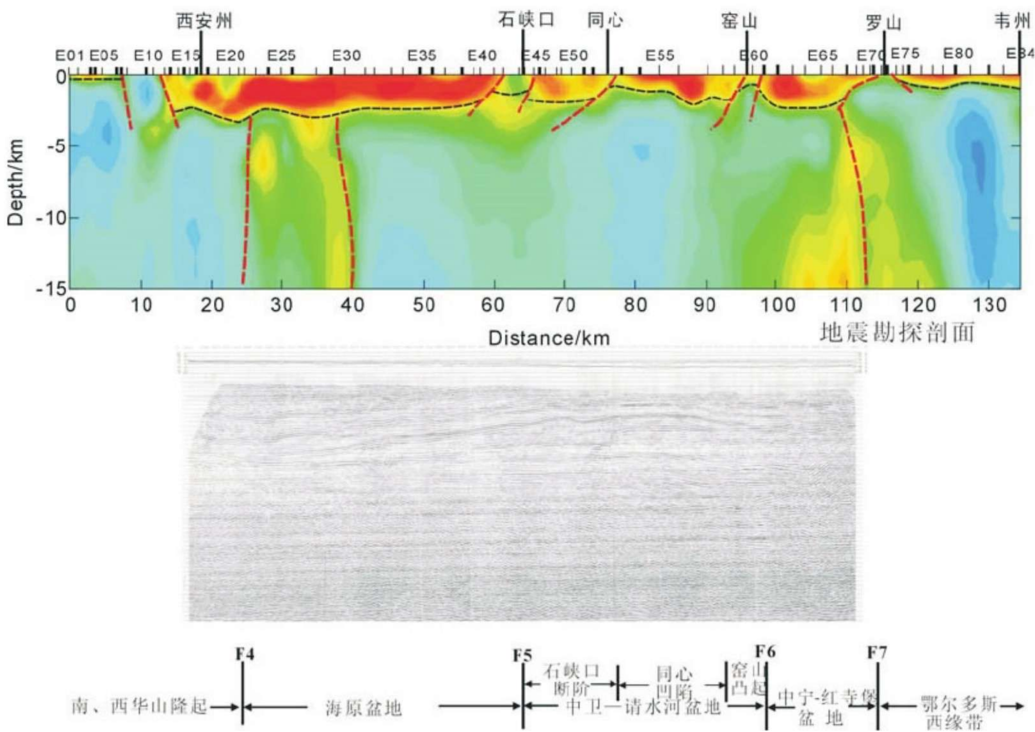


图7-7　E剖面中上地壳电性结构与地震勘探剖面对比结构（詹艳，2004，红色为低阻）

图7-7为E剖面的中上地壳电性结构与地震剖面对比结果图，由西安州到罗山，浅部沉积盆地的趋势对应较好，但是该剖面罗山以东的方向没有反映出鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带复杂的电性结构特征，深部延伸到15km都为产状较陡立的高阻地块，与该区发育一系列的主冲断层、后冲断层及冲起构造的事实不符，该剖面只能从宏观上解释鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带的电性结构特征。图7-8为与E剖面相邻的实测剖面A的中上地壳细电性结构图，在大罗山以东到阿色浪断裂的区域，即陶乐-彭阳冲断带，我们可以看到由浅部到深部电性结构较复杂，为逆冲推覆构造区电性特征的反映，通过该区的电性结构图，我们解释出了牛首山-大罗山-崆峒山断裂（F14）、下马关-安固断层（F7）、青龙山-平凉断层（F8）及惠安堡-沙井子断层（F9）等主冲断层，还可以看出在主冲断层旁侧发育一系列的反冲断层，这些反冲断层在鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带形成了许多冲起构造。甘肃靖远-宁夏盐池东风剖面（A）很好地弥补了马家滩段前期大地电磁测深电性剖面的勘探精度，较详细的从电性角度对鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带中南部的构造进行了划分。同时，通过甘肃靖远-宁夏盐池东风（A）剖面，可以清楚地看出青藏高原东北缘在该区往北东逆冲推覆的位移量，车道-阿色浪断裂为推覆体向北东运动的边界断裂，往东是天环凹陷带（即鄂尔多斯本部）。上述认识为进一步分析该区中生代以来的构造动力学及该区中南部的形成机制提供了地球物理依据。

国内的许多高校、科研单位和勘探部门在鄂尔多斯西缘带做了大量的研究工作，积累了丰富的研究成果和相关资料，其中比较典型的是张进于2004年通过一系列地震剖面解释出了鄂尔多斯西缘带的深部结构，并从下古生界和中生界双冲构造（图7-8）的角度研究了该区的深部动力学特征及鄂尔多斯西缘现今构造格架的形成机制。本项目所获得的深部电性结构也支持张进的观点，依据上古生界的电性剖面解释出的构造特征与张进的解释结果相似，对下古生界的解释也具有一定的相似性。中南部构造格局的形成主要是由北祁连-秦岭造山带向东挤压，遇到刚性的鄂尔多斯地块，由于北祁连-秦岭造山带与鄂尔多斯地块之间的地壳（甚至岩石圈）存在性质上的差异，才形成了现在的北祁连-秦岭造山带向一侧运动的推覆构造系统。在此运动过程中，下古生界的推覆构造不断地被中生代的逆冲推覆运动所改造和利用，但是下古生界地层的变形较弱，没有出现大规模的水平运移，中生界在地表的水平位移量往东依次增大。

第三节　烟筒山-小关山冲断带深部结构

本节结合烟筒山-小关山冲断带内的中卫盆地的沉积变迁历史及其周缘香山褶断带、中卫盆地的活动特征，分析中卫盆地的现今构造格架所反映的新构造运动。同时，结合A、D、C剖面二维电性结构分析烟筒山-小关山冲断带的中上地壳精细电性结构剖面，结合收集到的地震、重磁、年代学测定及地表地质等资料，进一步分析该冲断带的深部结构及其

所反映的构造涵义。

一、中卫盆地的历史演变所反映的新构造运动

通过对宁夏香山、中卫盆地的深部电性结构特征分析，综合分析该区断裂构造样式及其动力学特征，结合前期对该冲断带沉积变化特征的研究成果，从多方法相互印证的角度出发，开展地质地球物理综合研究，探讨该区所经历的新构造运动，同时通过C剖面、D剖面所获得的中上地壳电性结果解析图为该区所经历的新构造运动提供动力学背景方面的支持。

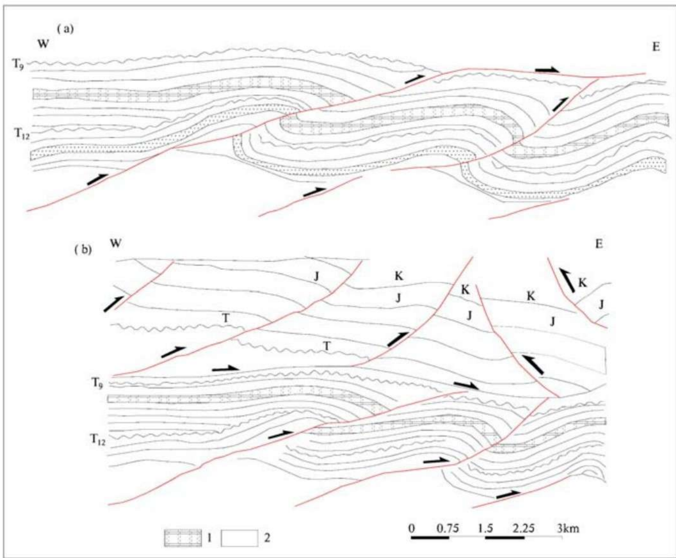


图7-8　鄂尔多斯西缘马家滩段(a)下古生界变形剖面与(b)下古生界和中生界双冲构造
(注:剖面位于鄂尔多斯西缘中断,即马家滩段)(张进,2004)

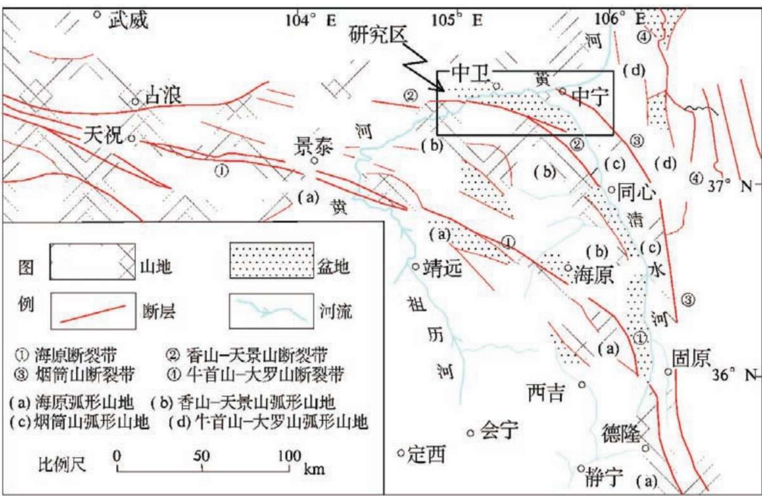


图7-9　宁夏中卫盆地及周缘地区山地构造地貌格局(张珂等,2004)

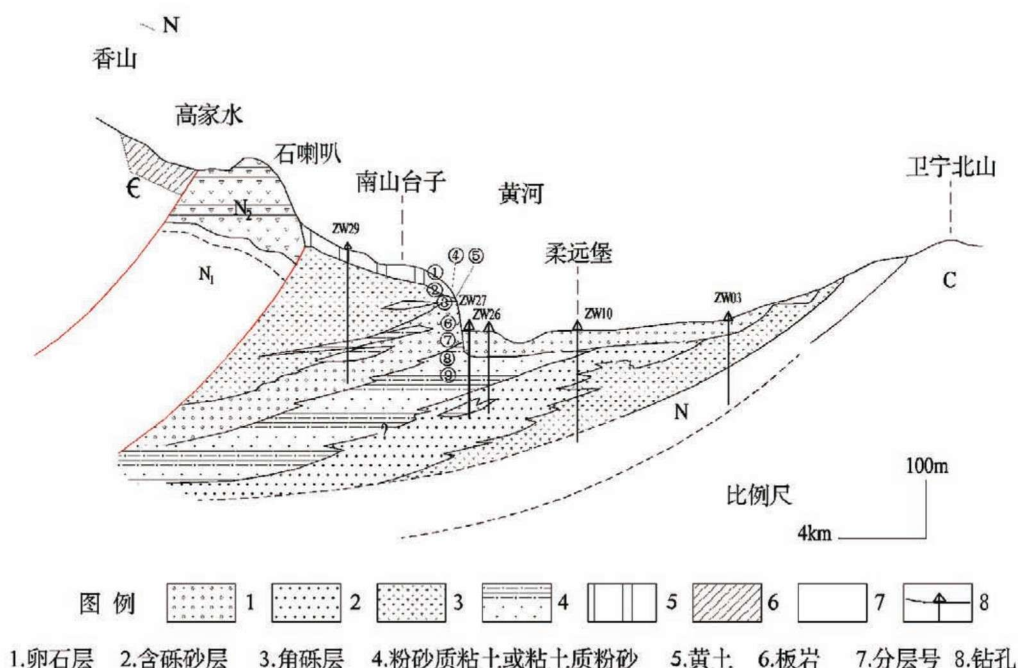


图7-10 中卫盆地南北向剖面(张珂等,2004)

1.深部结构特征

中卫盆地是青藏高原东北缘弧形构造带地区规模较大的一个典型压陷盆地,长轴呈北西西展布,面积约800km^2。张珂等通过分析宁夏中卫盆地的沉积变化特征,分析了中卫盆地的形成演化历史,得出中卫盆地从上新世到中更新世末期,经历了形成–接受沉积–抬升–沉积消失的历史变迁过程;结合钻井资料,对该区的断裂活动进行了推测分析,认为是烟筒山–窑山断裂(F18)/大井断裂(F19)、清水河(F20)的活动加强导致了中卫盆地的抬升。在C、D剖面大地电磁二维反演剖面(图7-11)上也可以清楚地看到,中卫盆地基底为高阻地块,天景山断裂(大井断裂)向北东逆冲推覆,将高阻地块往下压陷,同时,烟筒山–窑山断裂(大井断裂)从高阻地块下面向北东逆冲,这两个方向的力量一起控制了中卫盆地的现今构造格架。中卫盆地的沉积变化特征及浅钻资料初步建立了该区构造运动在地表的反映,通过深部电性结构可以查明研究区较详细的深部结构特征及断裂的空间展布,为研究新构造运动打下基础。

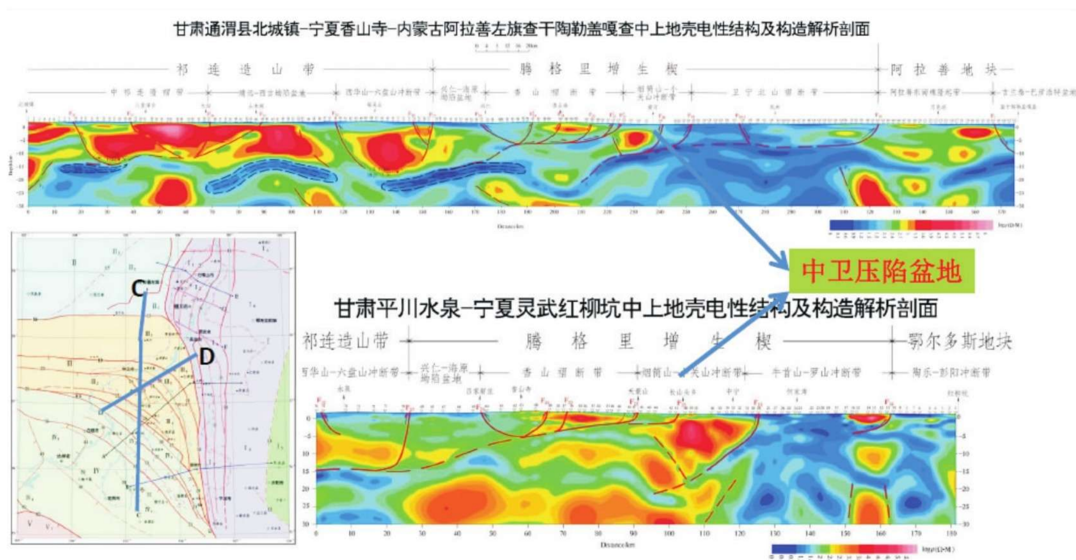


图 7–11　中卫断陷盆地及周缘深部电性结构特征

2.盆地格局时空变化反映的新构造运动

通过分析中卫盆地的沉积变化特征、浅部钻井资料、中上地壳的深部电性结构及断裂构造样式，可以发现，香山山地在上新世主要动力学特征为沿着天景山断裂向北东强烈逆冲上升，在抬升过程中引起山前挤压下陷而形成了现今的中卫盆地。香山逆冲推覆体强烈的挤压作用使该区的山地不断隆升，盆地不断下降，而且伴随挤压作用的远程效应，导致盆地南缘部分区域的早期沉积也沿一系列南倾的叠瓦式断层以滑脱面为动力学边界条件从南向北逆冲抬升，随着南部逆冲推覆作用的加强，后期沉积不断北迁，自西到东穿越中卫盆地的古黄河不断北移，使中卫盆地内的沉积具有穿时性。约在中更新世末期，中卫盆地北东侧的烟筒山断裂（在内蒙古境内称为大井隐伏断裂）开始强烈活动，烟筒山西南（含中卫盆地）抬升，黄河不断下切，中卫盆地不再接受沉积，沉积历程结束。从青藏高原继续往北东方向生长的现实出发，中卫盆地沉积历程的结束，并不反映香山–天景山断裂带（F20~F25）逆冲推覆的活动停止，而只反映大井断裂带/烟筒山–窑山断裂带活动性的加强，本报告解释出的宁夏推覆体周缘中上地壳电性结构和烟筒山断裂（内蒙古境内称为大井断裂）空间样式比较支持张珂的观点，香山山体上的叠瓦状逆冲断裂带与烟筒山断裂的先后强烈活动可能反映出了青藏高原东北缘强烈的挤压变形是由南西往北东逐步迁移的动力学背景和变形机制。

二、烟筒山-小关山冲断带内的高阻地块

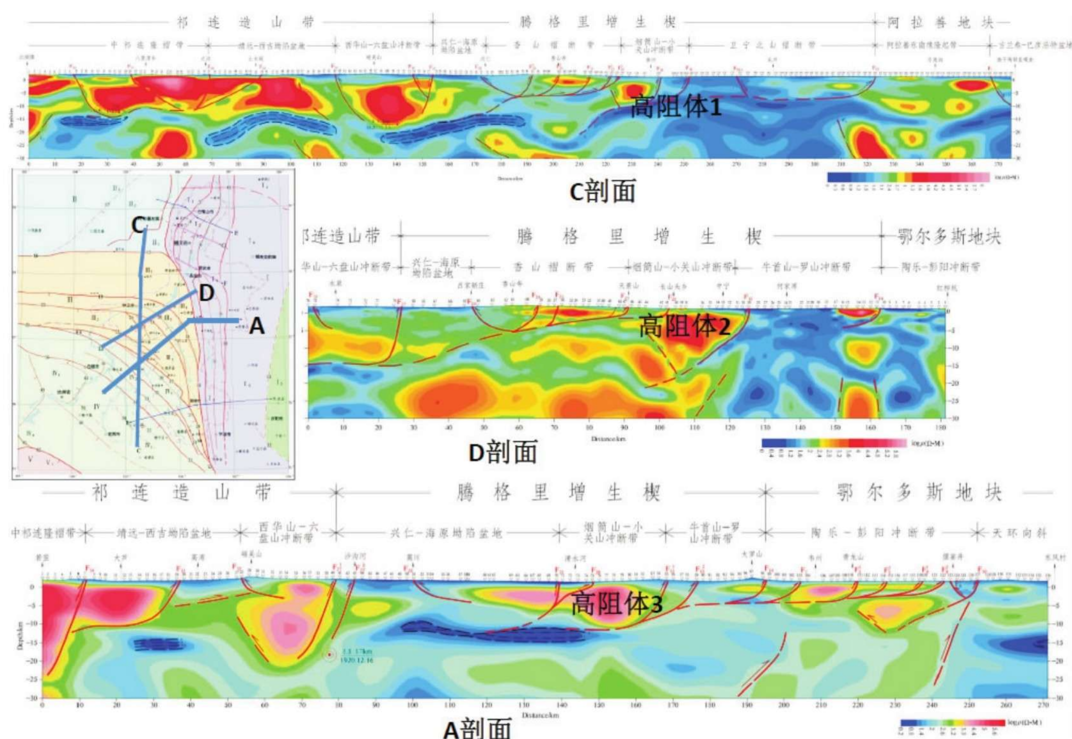


图7-12　烟筒山-小关山冲断带及周缘中上地壳二维电性结构

从图7-12可以看出在烟筒山-小关山冲断带上地壳存在高阻地块，该高阻地块在C剖面上分布在黄河以南；在A剖面上分布在清水河两侧，清水河西南部的高阻块体厚度为6km左右，北东侧的高阻地块厚度可达13km左右；在D剖面上分布在长山头乡至中宁县之间。在有高阻地块的地方，地表第四纪覆盖都较薄，黄河南侧与清水河北东侧厚度为几十米到100m。清水河西南侧厚度稍大。可到1200m左右。烟筒山-小关山的边界断裂为天景山断裂与烟筒山断裂/大井断裂，张珂等（2004）认为烟筒山-小关山冲断带是青藏高原向北东运移所形成的断陷盆地，该沉积盆地内的沉积地层以新近纪和第四纪沉积为主，缺失侏罗纪和白垩纪沉积。烟筒山-小关山冲断带下的高阻地块可能为晚早中生代或古生代时基底上的呈不均匀分布的“岛链式”古隆起，其上的侏罗纪和白垩纪沉积地层或者是在历史的长河中因为隆起构造被剥蚀殆尽的原因，所以没有接受沉积，这些问题有待开展进一步的研究工作。

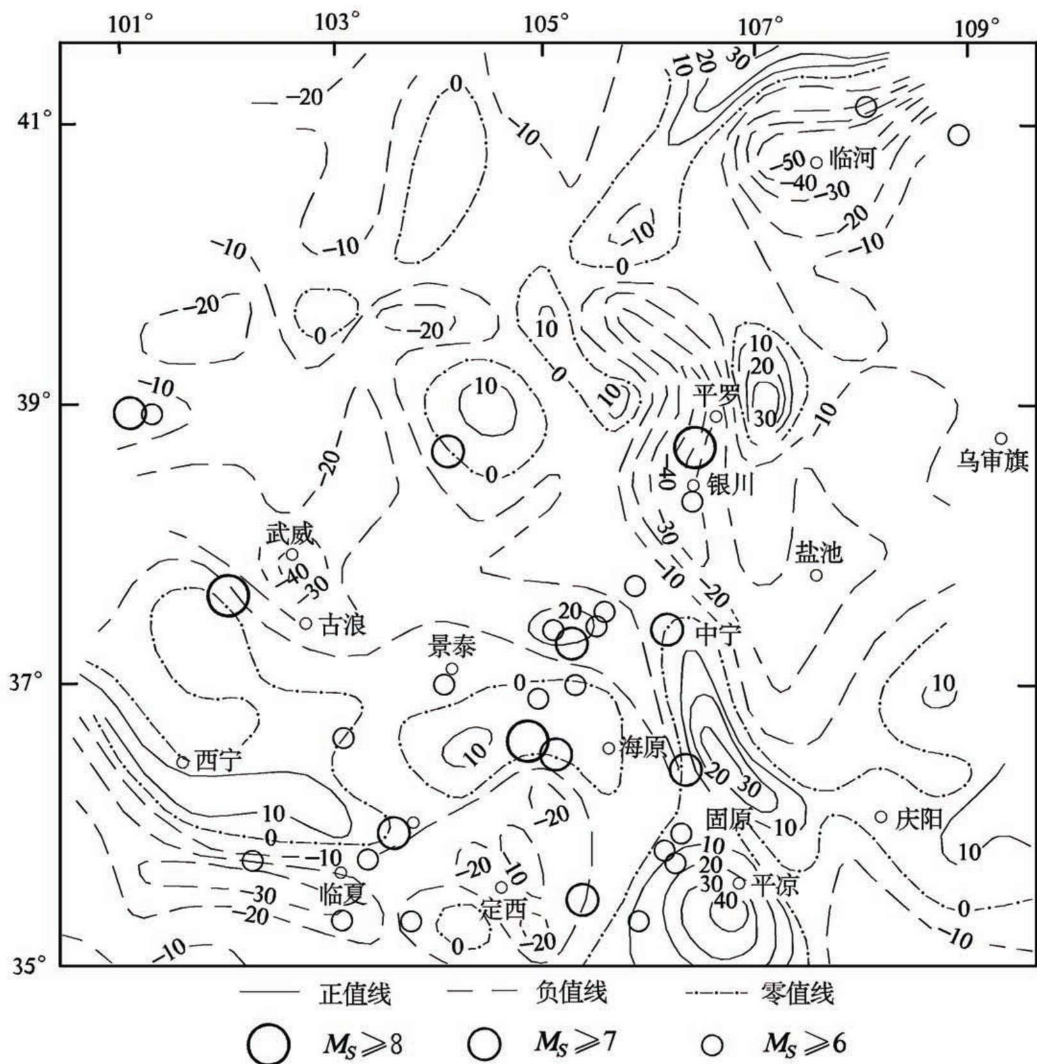


图7-13　宁夏及周缘均衡重力异常及震中位置(梁贵柱等,1993)
(等值线单位10^{-5}m/s^2)

图7-13为中国地震局依托国家地震局项目及国家自然科学基金项目于1993年完成的宁夏弧形构造带及周缘地区的均衡重力异常结果图,从图中我们可以看到,在景泰与中宁之间存在一值为$20×10^{-5}$m/s^2的均衡重力异常相对高值区,通过大地电磁测深二维电性剖面发现的烟筒山–小关山冲断带内的高阻地块位于该高值区的中心部位。因均衡重力异常对应新构造运动隆起区域,负异常对应新构造运动沉降区域,均衡重力异常的高值很好地反映了烟筒山–小关山冲断带内在中卫与同心附近存在高阻高密度地块的客观事实。

上述高阻地块在李松林(2001)所做西吉–中卫地震探测壳幔速度结构剖面上表现为

相对高速度的特征（见图7-14）。层速度在中卫下面为5.8km/s，在其南侧的香山层和北侧的卫宁北山区域层速度减小为5.6km/s，上述现象说明中卫盆地下10km以浅的区域存在一存在层速度相对高的地块，应为C二维电性结构剖面上对应的高阻地块，进一步证实了该烟筒山-小关山冲断带内发育有高阻高密度高速的古隆起。

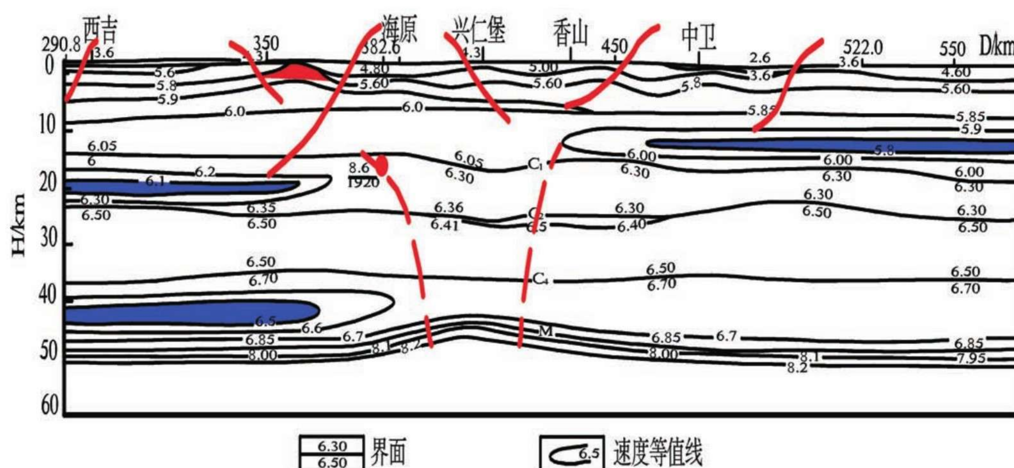


图7-14　西吉-中卫地震测深剖面二维壳幔速度结构与构造（李松林等，2001）

三、烟筒山-小关山冲断带的西段边界

刘勇、李廷栋等（2010）在对卫宁北山金场子地区形成于燕山期晚侏罗世形成的闪长玢岩进行年龄测定时，捕获到了年龄较老的磨圆锆石，测定其年龄为（2434±34）Ma，该较老年龄指示出在烟筒山-小关山冲断带区域可能有元古宙老基底的存在。而汤中立院士等于2011年通过“深部探测项目与实验研究专项”在金川矿集区对龙首山群不同岩石中锆石的Hf同位素测定显示，其Hf同位素亏损地幔模式年龄在2.225～2.55Ga，表明龙首山群所代表的地层形成时代在新太古代晚期-古元古代早期，并在古元古代晚期发生地壳物质的再循环和改造（汤中立，2011）。卫宁北山磨圆锆石的年龄与金场子矿集区锆石的Hf同位素测点年龄较为一致，说明烟筒山-小关山冲断带所处的构造单元可能一直往西延伸到古浪地震区，也间接证明了中卫地区的磨圆锆石属于龙首山群。

通过对烟筒山-小关山冲断带的电性结构分析研究，及对其周缘磨圆锆石的年龄测定结果，对比分析该区的重力和地震勘探结果及金场子矿集区的锆石年龄测定结果。我们发现了烟筒山-小关山冲断带内的高阻地块，其可能为早中生代或古生代发育在盆地基底上的“岛链式”古隆起；同时，也发现了烟筒山-小关山冲断带可能一直向西延伸到古浪地震区的年代学证据。上述发现对进一步研究宁夏地区的动力学特征、地震孕育构造及地震灾害评估都有着重要意义。

第四节　海原地震区孕震构造电性结构特征

地壳深部的断层或为地震发生的“解耦层”，或为地震能量释放的通道，其与地震的发生及地震活动带的分布有着直接的关系，因此，对地壳深部断层的空间几何形态与物性参数研究，一直是地震科学中的一个重要课题。开展地壳深部断层的综合分析研究，不仅对研究中强地震的深部构造背景与强震孕育机制有着重要的意义，同时对开展地震灾害评估也有着十分重要的作用。本小节将对1920年海原8.5级地震的深部结构与物性参数开展综合研究，并分析其构造涵义。剖面（甘肃通渭县北城镇–宁夏香山寺–内蒙古阿拉善左旗查干陶勒盖嘎查）与A剖面（甘肃靖远若笠–宁夏盐池东风）大地电磁测深剖面相交于1920年海原8.5级大地震的宏观震中盐池乡，震源深度约为20km。把海原地震震中位置分别投影到两条剖面的电性结构图中（见图7–15），图7–16为收集到的海原地震宏观震中的大地电磁二维电性结构图，收集剖面中红点为海原地震震中位置在剖面上的投影，红色代表低阻，蓝色代表高阻。

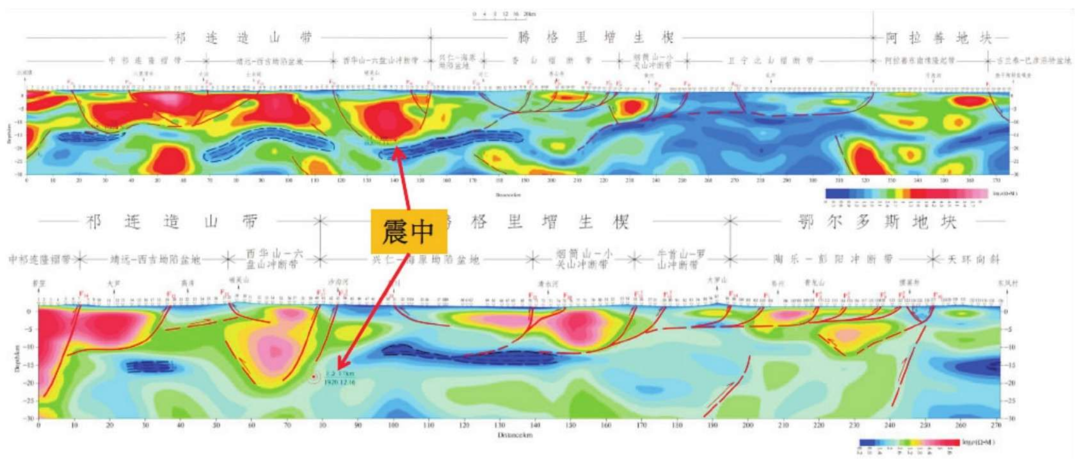


图7–15　1920年海原地震的深部电性结构　（上为C，中A剖面）

甘肃大沟–宁夏香山–内蒙古乱井（C）剖面南边起始于西吉坳褶带，往北经海原断裂、兴仁–海原坳陷盆地、香山褶断带、烟筒山–小关山冲断带等主要断裂带及次级构造单元，从剖面上可以看到，在青藏高原的西吉盆地到兴仁盆地之间的中下地壳发育南深北浅的壳内低阻高导层，低阻层到兴仁堡盆地终止；A剖面西南方向起始于西吉盆地，往北东经过海原断裂、兴仁–花园坳陷盆地、烟筒山–小关山冲断带、牛首山–大罗山–崆峒山断裂等主要断裂带和次级构造单元，从剖面上可以看到，在青藏高原东北缘西吉盆地到兴仁–海原坳陷盆地内也发育西南深北东浅的壳内低阻高导层，低阻高导层在罗山附近表现出往地表延伸的趋势。两条剖面总体反映了祁连造山带内的壳内低阻高导层为西南深北东浅的趋势，往北终止于香山褶断带内，往东终止于兴仁–海原坳陷盆地内。

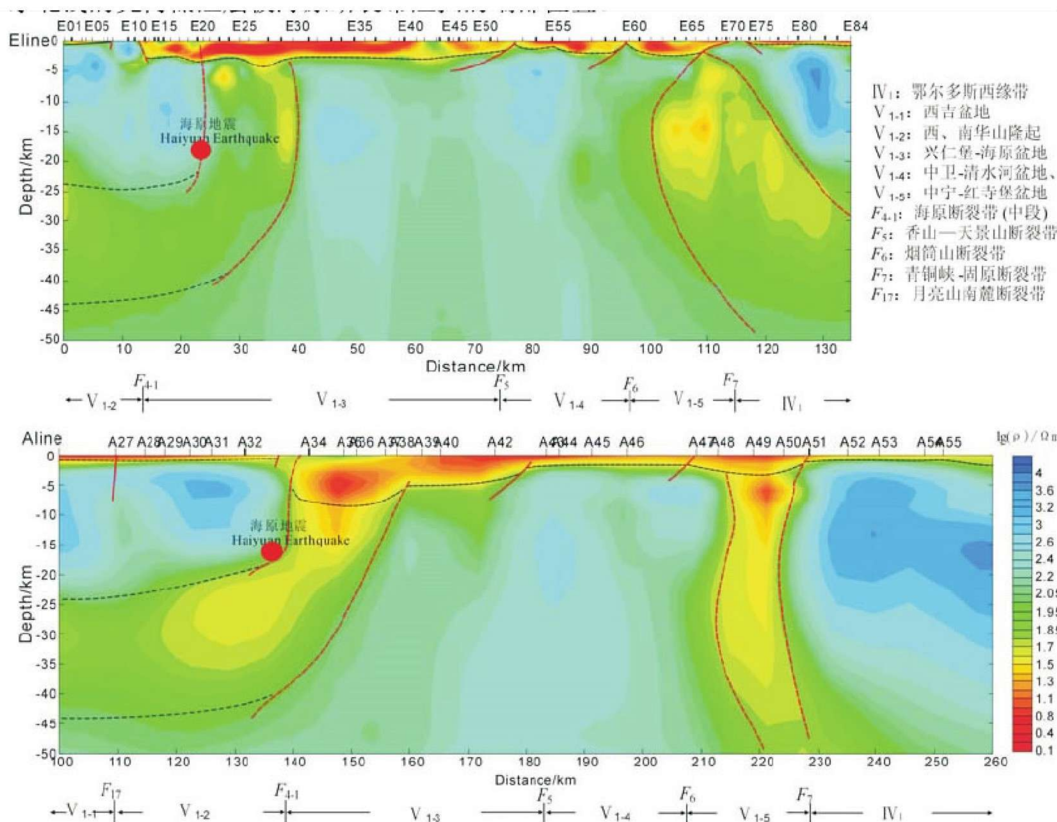


图7-16　E剖面和A剖面中海原地震宏观震中位置投影图(詹艳,2008)

进一步分析震源在上面四条剖面中的位置,可以看到发震的海原断裂深部电性结构表现为具有一定宽度的低阻异常,震源位置都处于电性强烈变化的区域,即处于强电性梯度带中靠近高阻地块的一侧,根据地质知道西南侧的高阻地块由奥陶纪的变质砂岩、石英岩和加里东造山运动期的花岗岩等组成,这种刚性和整体性都较好的岩性条件,为弹性应变能量的积累提供了很好的条件,同时根据解析出的断裂分布图,发现在地震区域,存在震源断裂和震至断裂,震源断裂附近存在低阻高导地层,该地层可以为能量的聚集提供通道;震至断裂为地震引起地块的运动而形成,该断裂为能量释放的通道。上述剖面所反映的海原宏观地震区的深部电性结构很好地揭示出了海原地震区弹性应变能量的积累与释放(即地震的产生过程)的深部构造环境,当青藏高原向北东推覆运动的过程中受到稳定的鄂尔多斯地块的阻挡,壳内高导低阻层作为青藏高原向北东运动的应力的“传送带”,通过发震断裂(即海原断裂)把较大的能量传动到上地壳的脆性高阻地块内,当能量聚集到一定程度,达到岩石破裂或地块“解耦”所需的压力阀值时,脆性高阻岩体发生破裂或地块顺着解耦层发生相对运动,从而导致海原地震的发生,并在海原断裂周围产生一系列新的

断裂作为能量的释放通道。

第五节　银川断陷盆地形成演化的大地电磁证据

总结1987年出版的《鄂尔多斯西缘活断裂系》银川断陷盆地周缘的地质历史一直可以追溯到太古代，但是在银川断陷盆地、贺兰山、阿拉善东缘等地及周缘堆积了大量的海相碎屑岩及火山岩建造。元古代–古生代，本区属于台地发展阶段，缺乏晚奥陶系至早石炭系沉积。中上代，该区已成陆，除贺兰山发育沉积规模沉积盆地外，三叠系银川断陷盆地及其余区域处于遭受剥蚀的隆起状态。侏罗纪末期，强烈的燕山期运动形成银川"断隆"并向贺兰山逆冲推覆。晚白垩世至第三纪初，全区处于整体抬升状态，缺乏这一时期的沉积。从始新世开始银川地区由于地幔上隆，形成张性构造环境的银川断陷盆地，早期银川断陷盆地沿燕山期发育的逆冲挤压断层发育，后期不断向西边与东边扩展，本区构造演化见图7–18。本工作项目通过2km点距的宽频大地电磁测量，获得银川断陷盆地中北段、中段、南段15km深的高分辨率电性结构模型，分析大地电磁电性结构特征，找到了许多银川断层盆地构造演化的证据。

图7–17所示银川断陷盆地是始新世时在中生代陆块基础上，发生张性断陷形成了，那么银川断陷盆地新生带沉积地层之下的地层应该与贺兰山浅部地层同源，虽然因埋深、构造复杂等因数，同源地层单元电阻率特征会出现一定差异性，但是因贺兰山褶断带发育元古代火山岩建造，块体具有较高的熔点及印度，故在银川断陷盆地新生代沉积地层之下应该可以发现贺兰山地区发育的元古代高阻地层的踪迹。分析图7–19所示三条大地电磁剖面的电性结构特征，在银川断陷盆地中北段、中段、南段新生代沉积地层下及周缘发育的正断层下面都可以看到断续或连续分布的中高阻地层单元，见图7–19中元古代地层（Pz）分布情况。上述电阻率分布特征证据证明银川断陷盆地是在张性构造环境下依托燕山期的逆冲挤压断层出现断陷而形成的。

E、G剖面电性结构显示银川断陷盆地与贺兰山褶断带深部发育大规模低阻，低阻带西浅东深，终止于贺兰山西麓断裂，表现为大型逆冲推覆边界条件特征。燕山期银川断陷盆地与贺兰山褶断带深部发育大型逆冲推覆断层，加上后期张性构造运动使深部构造遭受较大破坏，故贺兰山褶断带与银川断陷盆地深部结构存在逆冲断层所反映的低阻电性结构特征，本剖面银川断陷盆地沉积地层下的高阻–低阻电性结构特征与贺兰山褶断带内高阻–低阻的电性结构特征很相似，进一步证明银川断陷盆地是在张性构造环境下依托燕山期的逆冲挤压断层出现断陷而形成的。

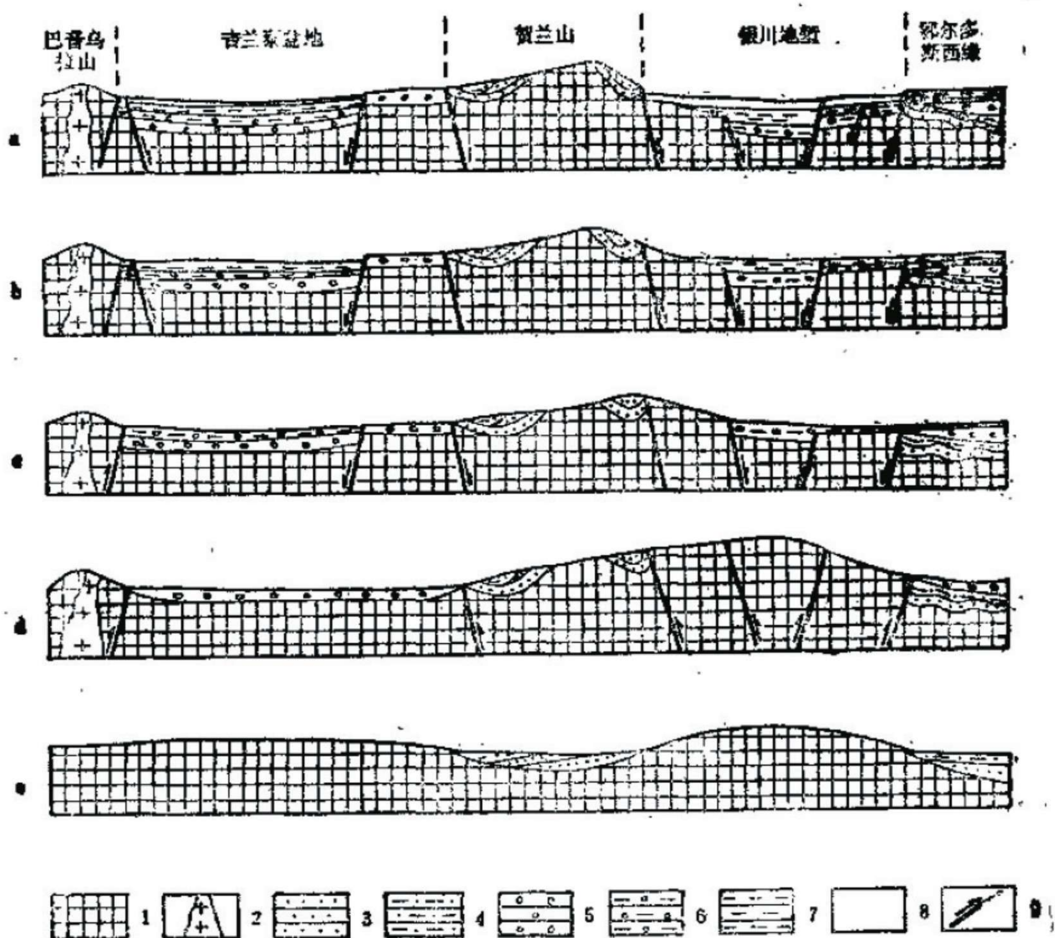


图7-17 银川-吉兰泰断陷带中新生带构造演化示意(丁国瑜等,1987)

通过分析本次大地电磁勘探结果所示银川断陷盆地内新生代地层厚度及解译断层的断距,可以推断在银川盆地中北段、中段、南段,盆地中北段沉降中心在F-042号测点附近,即平罗附近;盆地中段沉降中心位置在G剖面上G-164号测点附近,即银川老城西附近;南部沉降中心在F-134号测点附近,即宁武周边区域。沿盆地走向,基底在南北两头翘起,南段在宁武附近,新生代沉积地层厚度仅3km左右,银川断陷盆地总体呈现船底型构造。上述说明银川断陷盆地首先从中段的沉降中心开始形成,后在张性构造应力场的作用下持续向北、向南及东西两边扩展。同时,银川断陷盆地西边界附件发育的中阻地层通过物性分析为上新统砾石,说明贺兰山的隆升还在继续。

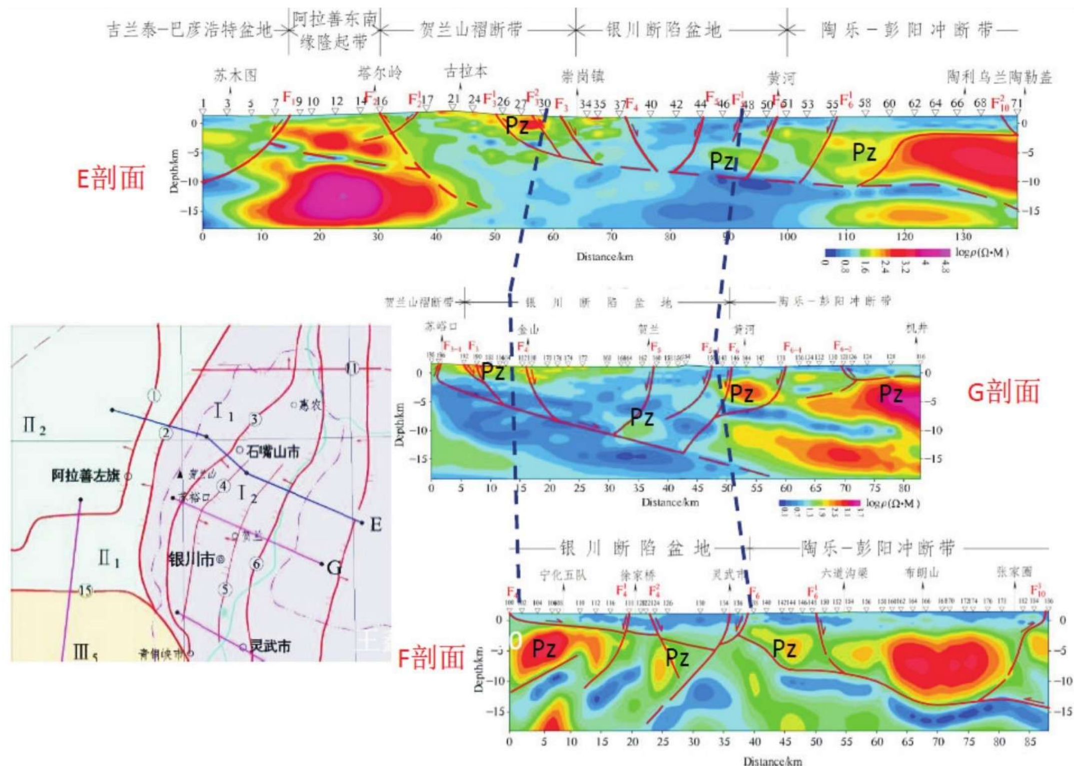


图7-18　E、F、G剖面构造解析对比

第六节　宁南弧形构造中上地壳动力学特征

宁南弧形构造带内的中上地壳深部电性结构特征、断裂的空间分布规律及壳内高导低阻层及古生代、元古代的滑脱面在中上地壳的分布规律，反映了青藏高原向北东逆冲推覆时所受到的动力学背景，本节将依据现今的构造格架来分析青藏高原在向北东逆冲推覆的过程中所受到在宁夏地区的动力学边界条件，揭示青藏高原东北缘特别是宁南弧形构造带的中上地壳动力学特征。

一、宁南弧形构造带中上地壳内地阻层分布规律

通过图7-19所示的剩余重力异常和区域重力异常图，可以发现在宁夏地区，壳内低密度地块主要分布在祁连山碰撞造山带内，即宁夏西南部和中卫周缘地区，结合重力延拓成果图，进一步发现该区的低密度地块呈现出西南深、北东浅的构造样式，大多终止于海原边界带后与推覆构造的滑脱面相交汇，与大地电磁测深剖面在该区反映的壳内低阻层、早元古或中元古代滑脱面的分布规律较为一致，故推测该低密度地层分布区与该区的壳内低阻层或滑脱面存在一定的相关联性。为了较详细的研究壳内低阻层或滑脱面的空间

展布规律，我们对反演获得的电阻率剖面按照电阻率大小划分为高阻带或壳内低阻带（ρ<50Ω·m）、中低阻带（50Ω·m<ρ<240Ω·m）、中高阻带（240Ω·m<ρ<800Ω·m）及高阻地块（800Ω·m<ρ）四个级别，根据上述划分方案可以得到宁夏地区实测的两条大地电磁剖面的中上地壳细电性结构模型图，参考青藏高原东北缘弧形构造带内的其他大地电磁测深剖面，主要为中国地震局赵国泽等所做的垂直于弧形构造方向的二维大地电磁测深电性剖面，基于张震培（2002）等人的活动地块划分结果，我们可以分析研究区内中上地壳的壳内低阻层、滑脱面在沿剖面方向的分布范围、大概埋深及变化趋势。综合分析重力和大地电磁电性结构模型，深入了解壳内高导低阻地层在宁南弧形构造带区域内的分布规律和其构造涵义。

结合分析图7-20与图7-21所示的中上地壳电性结构模型、宁夏地区的区域重力异常及A剖面、B剖面、C剖面及D剖面推断出的壳内低阻层分布区域，可以推断出在宁南弧形构造带内，壳内低阻层主要在北祁连造山带、宁夏中卫周缘地区及天环坳陷带内呈不连续分布，在香山逆冲推覆体及鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带内中上地壳不见壳内高导低阻层的分布，与早期一维大地电磁观测结果认为青藏高原东北缘地区普遍存在壳内低阻层的认识有差异。定量分析壳内高导低阻层的埋深及空间展布特征，可以得到一系列有意义的认识。

（1）宁南弧形带内的壳内高导层总体呈现南西深北东浅的构造样式。祁连山造山带内的壳内高导层往北终止于兴仁-海原坳陷盆地内，与香山逆冲推覆体下的滑脱地层交汇；兴仁-海原坳陷盆地内的壳内高导层往北东终止于鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带，与鄂尔多斯西缘逆冲推覆体下的早元古、中元古滑脱面相交汇。上述壳内高导层与逆冲推覆构造下的中生代或古生代滑脱面构成了青藏高原东北缘特别是宁南弧形构造带区域向北东逆冲推覆的动力学边界条件；

（2）祁连山造山带内的壳内低阻层深度介于20～30km之间，往北终止于海原边界带并与香山褶断带的滑脱层相交汇；兴仁-海原坳陷盆地内的壳内低阻层深度减小为10～15km之间，往北东终止于烟筒山-小关山冲断带（Ⅲ3），并与陶乐-彭阳冲断带内的早元古、中元古滑脱面相交汇。中上地壳壳内低阻高导层普遍与深大断裂或滑脱面相交汇的客观事实可能反映了青藏高原东北缘地区的动力学特征与中强地震典型的孕震构造；

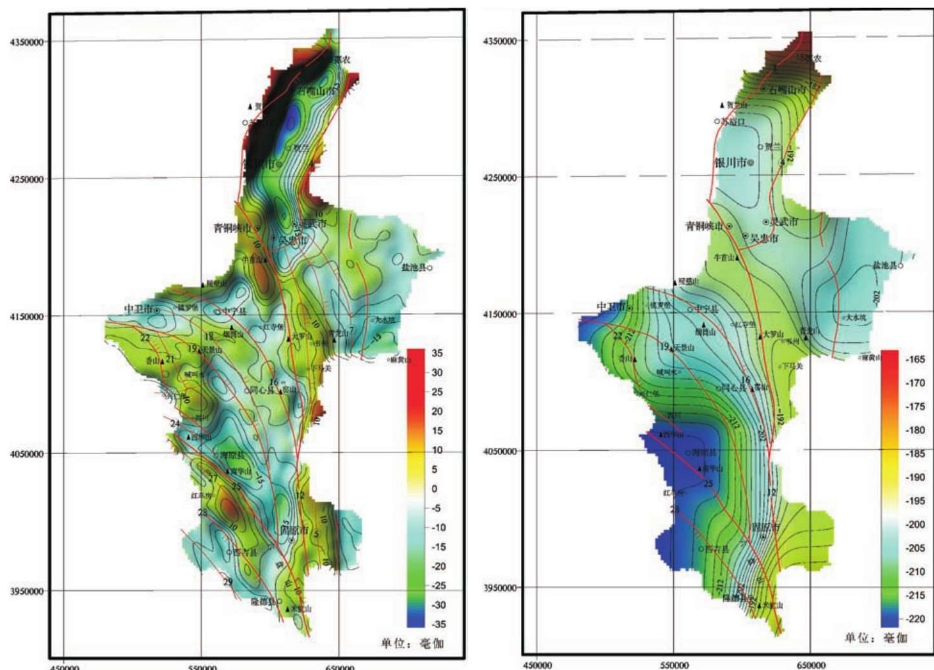


图 7-19　宁南弧形构造带布格重力异常图切割法分解(红色线段为地表断裂分布)
(左为剩余重力异常,右为区域重力异常,切割半径10km)

(3)中上地壳的壳内高导层的终止部位一般都位于有一定规模的高阻地块的构造边界带,如海原断裂、六盘山断裂、烟筒山-窑山断裂及牛首山-大罗山-崆峒山断裂等。这些断裂下发育的刚性高阻地块对中上地壳内的高导低阻地层起到了明显的阻挡作用。

二、宁南弧形构造带中上地壳变形机制分析

通过前面的研究,我们发现在宁南弧形构造带内主要的动力学边界条件为古生代石炭纪煤系滑脱面、早元古代或中元古滑脱面及中上地的壳内高导低阻地层,上述边界条件为研究宁南弧形构造带内的动力学及变形机制的基础。宁南弧形构造带所属的青藏高原地块南侧受到印度板块向北俯冲或推挤,做向北或者向北东的运动,由于受到北边阿拉善地块与东边鄂尔多斯地块的阻挡,中上地壳内的低阻层及研究区的主要滑脱面使上地壳和下地壳发生解耦,这时中上地壳的变形机制主要为上地壳沿着动力学边界条件向北东运移,在宁南弧形构造带存在的祁连山、马东山及六盘山等隆起带、香山和鄂尔多斯西缘叠瓦式的逆冲构造及宁夏地区典型的盆山耦合格架为上述变形机制提供了依据。综上所述,宁夏地区的动力学机制整体表现为青藏高原(祁连地块)向北、向东逆冲推覆,阿拉善地块向南俯冲及鄂尔多斯地块向西俯冲的态势。

宁南弧形构造带主要边界断裂处中强地震频发正是由于青藏高原向北东逆冲推覆的过程中,壳内高导层充当了弹性应变能的“传送带”,从深部驱动着上地壳向北东方向运动,当受海原边界带、烟筒山边界带及鄂尔多斯边界带内高阻地块的阻挡时,能量就在上

述边界带内急剧上升，当能量聚集到一定程度后，就会沿着高阻地块的脆弱部位或者是震源断裂（解耦层）进行释放，从而导致在宁南弧形构造带内的主要边界断裂中强地震频发。本章依据研究区中上地壳细电性结构和收集到的地质地球物理资料剖析的青藏高原东北缘地区，特别是宁南弧形构造带区域中上地壳变形机制，与张震培等（2002）提出的青藏高原东北缘地区的变形机制一致。

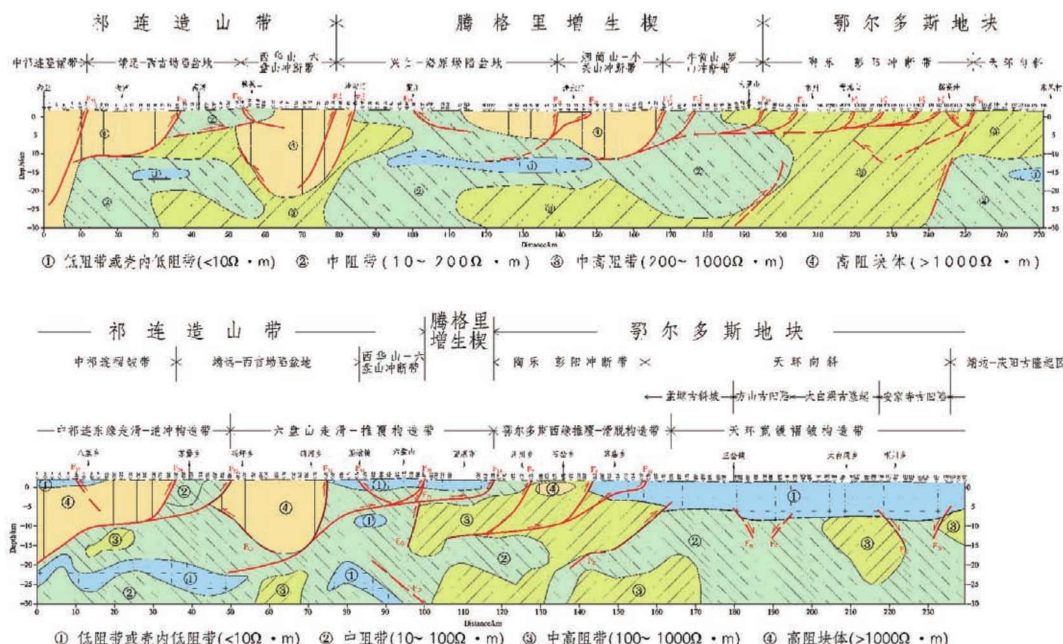


图7-20　A、B剖面中上地壳电性结构模型（上为A剖面，下为B剖面）

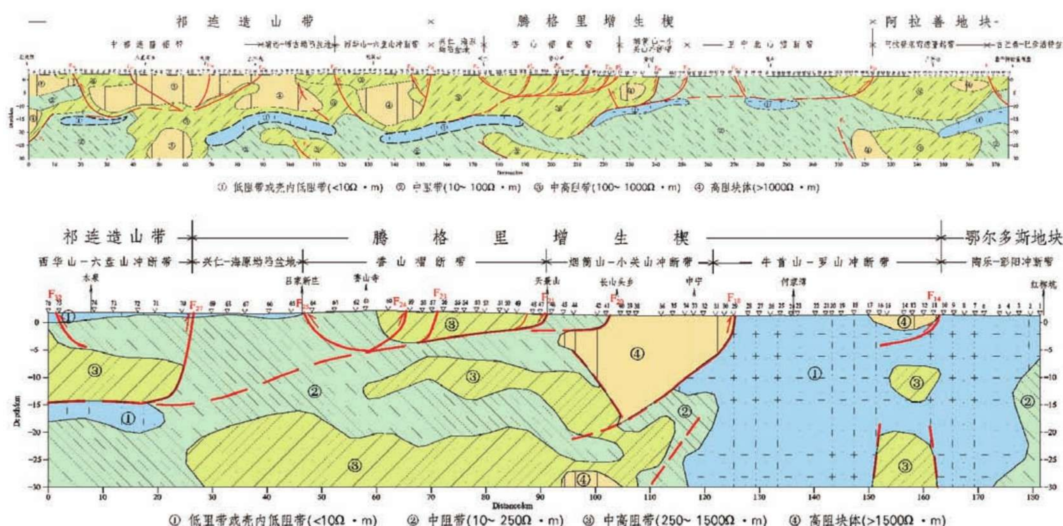


图7-21　C、D剖面中上地壳电性结构模型（上为C剖面，下为D剖面）

第八章　结论与建议

第一节　主要成果

一、本次完成的跨宁夏地区主要构造带的大比例尺常规大地电磁测深剖面及在重点地段布设完成的音频大地电磁测深剖面，通过深浅电性结构特征，建立宁夏深部构造样式模型，在寻找深部矿产资源与能源普查，以及天然地震研究、灾害与环境评价中具有十分重要的实际意义。

二、宁夏弧形构造带以海原断裂、六盘山断裂、牛首山-大罗山-崆峒山断裂为界，可以分为祁连山带、腾格里增生楔及鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带三个构造单元。祁连山碰撞造山带以郭城驿-苏堡断裂、月亮山南麓-六盘山西麓断裂为界，可以进一步分为中祁连隆褶带、靖远-西坳陷盆地、西华山-六盘山冲断带，腾格里增生楔以天景山断裂、烟筒山-窑山断裂为界，可以进一步细分为兴仁-海原坳陷盆地和香山褶断带、烟筒山-小关山冲断带、卫宁北山褶断带-牛首山-罗山冲断带，鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带以车道-阿色浪断裂为界，可以划分为陶乐-彭阳冲断带与天环向斜，上述划分结果与地表地质基本一致。

三、发现宁夏弧形构造带“碎块状”的电性结构特征。通过对大地电磁测深资料的地质综合解释和分析发现，宁夏弧形构造带中上地壳电性结构剖面显示出高阻与低阻地块相间排列及分布其间的电性梯度带，表现为“碎块状”的构造样式，且在深部断续存在壳内低阻高导低速地层，是研究区中上地壳有别于层状电性结构和块状电性结构的最基本电性结构特征，推断可能是研究区强震或特大地震频发的深部构造背景。

四、宁南弧形构造带内的中上地壳电性深部电性结构特征、断裂的空间分布规律、壳内低阻高导层及古生代、元古代的滑脱面在中上地壳的分布规律，反映了青藏高原向北东逆冲推覆时所受到的动力学背景，本次成果发现宁南弧形构造带内的壳内高导层总体呈现南西深北东浅的构造样式；中上地壳壳内低阻高导层普遍与深大断裂或低阻滑脱面相交汇，且终止部位一般都位于具有一定规模的高阻地块的构造边界带。

五、宁南弧形构造带内主要的动力学边界条件为古生代石炭纪煤系滑脱面、早元古或中元古滑脱面及中上地壳内的壳内低阻高导低速地层，宁南弧形构造带依托上述边界条件表现为祁连造山带向东仰冲、逆冲推覆，阿拉善地块是向南俯冲，鄂尔多斯地块是向西

俯冲的动力学态势。

六、鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带是连接中国北方东部与西部不同大地构造单元的枢纽地区，在收集前人研究成果的基础上，结合本次工作，详细地从电性角度对鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带西南部的构造变形进行了分析，明确了陶乐-彭阳冲断带依托构造带内发育的断层及滑脱面表现为薄皮构造的特点，深部与浅部处于两套不同的构造动力学背景中，表现出双冲构造带动力学特征。为进一步分析中生代以来的构造动力学及鄂尔多斯西缘逆冲褶皱带的形成机制提供了依据。

七、烟筒山-窑山冲断带存在不连续分布高阻地块，地震剖面及重力资料在高阻地区表现为高速高密度的特征，推断该高阻高速高密度地块为晚古生代或早中生代发育在盆地基底构造上的"岛链式"古隆起，该发现为地震灾害评估及青藏高原东北缘地区的动力学背景研究提供了可靠资料。

八、地壳深部的断层或为地震发生的"解耦层"，或为地震能量释放的通道，其与地震的发生及地震活动带的分布有着直接的关系。通过对海原地震的深部结构与物性参数开展综合研究，可以看出发震的海原断裂深部电性结构表现为具有一定宽度的低阻异常，震源附近都存在壳内低阻层或滑脱面地层，都处于电性强烈变化的区域且靠近高阻地块一侧，上述现象为地震预测提供了一定参考。

九、当青藏高原向北东推覆运动的过程中受到稳定的鄂尔多斯地块的阻挡，壳内高导低阻层充当了弹性应变能的"传送带"，从深部驱动着上地壳向北东方向运动，当受到海原边界带、烟筒山-窑山边界带及鄂尔多斯西缘边界带的阻挡时，能力就在上述边界带急剧上升，当能力聚集到一定程度后，就会沿着高阻块体的脆弱部位或者是震源断裂（解耦层）进行释放，从而导致在宁南弧形构造带内的主要边界断裂中强地震频发。

十、在银川断陷盆地中北段、中段、南段新生代沉积地层下及周缘发育的正断层下面都可以看到断续或连续分布的中高阻地层单元，根据物性资料及银川盆地形成演化历史推断其为中元古代地层（Pz）空间分布情况，同时，大地电磁剖面显示银川断陷盆地沉积地层下的高阻-低阻电性结构特征与贺兰山褶断带内高阻-低阻的电性结构特征相似，上述电阻率分布特征证据进一步确认了银川断陷盆地是在张性构造环境下依托燕山期的逆冲挤压断层出现不连续断陷而形成的。

第二节　问题及建议

一、主要问题

（1）开展深部动力学背景及盆山耦合关系的研究，不能只是孤立地探讨中上地壳的变形机制，还必须结合壳幔过渡带甚至岩石圈的构造样式，开展多尺度的深部结构分析，研究深部物质的物性及运动规律。由于未开展超长周期大地电磁（LMT）测量、宽频地震台

网测量等能探测壳幔结构的物探工作，故本文对深部动力学的研究及盆山耦合关系的解释只能参考早期一维大地电磁解译成果或通过地质调查得到的认识，缺乏可靠的深部地球物理成果。

（2）本次大地电磁测深剖面测量完成了横跨宁夏主要断裂的大地电磁测深剖面7条，因宁夏地区南段与北段构造差异较大，但海原断裂、牛首山-大罗山-崆峒山断裂、烟筒山-窑山断裂等不同区段都有不同的变形特征，弧形构造带区域发育大量不同类型的坳陷盆地和冲断构造，故仅仅上述7条大地电磁剖面开展宁夏地区三维电性结构建模及三维地质地球物理解释还存在较大局限性。

（3）地质地球物理综合研究程度有限。本工作项目工作时间三年，大地电磁数据采集任务重，2013年年底刚刚完成数据采集，2014年3月完成所有大地电磁资料的处理解释，综合研究时间有限。加上工作方法单一，野外地质调查工作量及投入人员有限，缺乏物探资料相互约束及地质调查成果约束，地质与地球物理的综合还存在较大差距。

二、建议

开展深部结构的构造涵义研究是一门综合性极高的科学，需要具备掌握或理解地质、地球物理及地球化学等方面知识的能量，限于经费及研究时间限制，本报告中肯定存在不少不足之处，建议相关单位继续在前期研究成果的基础上，加大在本区的深部结构研究力度。

（1）浅部构造形态是对壳幔深部构造的一种响应，建议下一步开展更大深度的超长周期（LMT）大地电磁探测或宽频地震台网测量，获取壳幔结合部的电性结构，通过研究浅部构造变形与深部动力学背景探讨，研究宁南弧形构造带深浅构造的耦合关系，为研究青藏高原向东北缘扩展的动力学机制提供深部地球物理依据。

（2）因开展深部构造研究，需要了解电性参数、速度参数所代表的地质意义，但是岩石电阻率随着深度、压力的变化而变化，通过地表露头所测量的岩石电阻率对深部构造研究指导已有限。建议下一步开展高温高压加强岩石物性测试，为研究宁夏地区深部构造提供物性依据。

（3）加强地质地球物理综合研究。本次工作在卫宁北山隆褶带发现大面积的低阻异常分布，在靖远-西吉盆地深部发现壳幔上隆在中上地壳的反映（两个低阻上隆，一个低阻坳陷）。建议下一步在上述地区布置高精度综合地质地球物理勘探，开展本区成矿规律研究，为进一步圈定成矿远景区提供依据。

参考文献

[1] 王伟涛.宁夏南部新生代盆地沉积演化及其对青藏高原东北角构造变形的响应[J].国际地震动态,2012,406(10):40~43.

[2] 沈正康,王敏,甘卫军,等.中国大陆现今构造应变率场及其动力学成因研究[J].地学前缘,2003,10(Suppl):93~100.

[3] 邓起东,张培震,冉勇康,等.中国活动构造基本特征[J].中国科学(D辑),2002,32(12):1020~1030.

[4] 曾融生,孙为国,毛桐恩,等.中国大陆莫霍界面深度图[J].地震学报,1995,17(3):322~327.

[5] 张培震,邓起东,张国民,等.中国大陆的强震活动与活动地块[J].中国科学(D辑),2003,33:12~19.

[6] Gu G. X. Lin T.and Shi Z.Catalogue of Chinese Earthquakes(1831 BC-1969 AD). Science Press, Beijing, 1989.

[7] 徐锡伟,于贵华,马文涛,等.中国大陆中轴构造带地壳最新构造变动样式及其动力学内涵[J].地学前缘,2003,10(特刊):160~167.

[9] 詹艳.青藏高原东北缘地区深部电性结构及其构造涵义[D].中国地震局地质研究所博士论文,2008.

[10] 闵伟,蔡炽章,王萍,杨平.罗山东麓断裂的几何学特征及全新世滑动速率[J].中国地震,1992,8(4):48~54.

[11] 宋方敏,袁道阳,陈桂华,等,甘肃马衔山北缘断裂西北段几何结构及其新活动[J].地震地质,2006,28(4):548~559.

[12] 田勤俭,丁国瑜,申旭辉,等.拉分盆地与海原断裂带新生代水平位移规模[J].中国地震,2001,17(2):167~175.

[13] Meyer B, Tapponnier P, Bourjo L, et al.Crustal thickening in Gansu~Qinghai, lithospheric mantle subduction,and oblique,strike slip controlled growth of the Tibet Plateau[J]. Geophysical Journal International,1998,135:1~47.

［14］ 傅征祥，刘桂萍，陈棋福.青藏高原北缘海原、古浪、昌马大地震间相互作用的动力学分析［J］.地震地质，2001，23（1）：35~42.

［15］ 施炜，刘源.青藏高原东北缘海原断裂带新生代构造演化［J］.地学前缘，2013，20（4）：1~17.

［16］ 李天斌，孟方，王美芳，等. 宁夏中西部香山-天景山地区逆冲推覆构造的特征及演化［J］.地质通报，2005，24（4）：309~315.

［17］ 陈虹，胡健民，等.青藏高原东北缘牛首山-罗山断裂带新生代构造变形与演化［J］.地学前缘，2013,20（4）：18~35.

［18］ Burchfiel B C,Zhang P,Wang Y,etal. Geology of the Haiyuan Fault Zone,Ningxia-Hui Autonomoue Region,China,and its relation to the evolution of the Northeastern Margin of the Tibetan Plateau［J］.Tectonics,1991,10(6):1091~1110.

［19］ 张培震，郑德文，尹功明，等.有关青藏高原东北缘晚新生代扩展与隆升的讨论［J］.第四纪研究，2006，26(1)：5~13.

［20］ 张进，马宗晋，肖文霞，等.宁夏中南部中新世构造活动的地质证据及其意义［J］.地质学报，2006，80(11)：1650~1660.

［21］ 甘卫军，程朋根，周德敏，等.青藏高原东北缘主要活动断裂带GPS加密观测及结果分析［J］.地震地质，2005，27（2）：177~187.

［22］ 周民都，吕太乙，张元生，等.青藏高原东北缘地质构造背景及地壳结构研究［J］.地震学报，2000，22（6）：645~653.

［23］ 张元生，李清河，盛国英，等.河西走廊中部地壳三维速度结构.石特临，等.河西祁连山中段地震危险基础研究［M］.北京：地震出版社，1990，159~169.

［24］ 孙武城，徐杰，杨主恩，等.上海奉贤至内蒙古阿拉善左旗地学断面［M］.北京：地震出版社，1992，32~33.

［25］ 李清河，郭守年，吕德徽.鄂尔多斯西缘与西南缘深部结构与构造［M］.北京：地震出版社，1999.

［26］ 李清河，郭建康，周民都，等.成县-西吉剖面地壳速度结构［J］.西北地震学报，1991，13（增刊）：37~43.

［27］ 殷秀华，黎益仕，刘占坡.南北构造带北段重磁异常的对应分析［J］.地震地质，1999，21（4）：370~376.

［28］ 江为为，郝天珧，宋海斌.鄂尔多斯盆地地质地球物理场特征与地壳结构［J］.地球物理学进展，2000，15（3）：45~52.

［29］ 董树文，李廷栋.SinoProbe--中国深部探测实验［J］.地质学报，2009,83（7）:895~909.

［30］ 张伟，薛林福，彭冲，等.基于剖面三维地质建模方法及在本溪地区应用［J］.地

质与资源,2013,5(22):403~408.

[31] 梁浩,张珂,傅建利,等.青藏高原东北缘牛首山地区新构造运动及黄河演化[J].地学前缘,2013,20(4):183~189.

[32] 施伟,刘源,刘洋,等.青藏高原东北缘海原断裂带新生代构造演化[J].地学前缘,2013,20(4):121~137.

[33] 嘉世旭,张先康.青藏高原东北缘深地震测深震相研究与地壳细结构[J].地球物理学报,2008,51(5):1431~1443.

[34] Tapponnier P, Xu Z Q, etal. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet[J].Science, 2001, 294(23): 1671–1677.

[35] 魏文博.大陆岩石圈导电性的研究方法[J].地学北京前缘,北京:中国地质大学,2003,10(1):15~22.

[36] 刘勇,李廷栋,王彦斌,等. 宁夏卫宁北山金场子闪长玢岩岩脉地质特征及SHRIMP 锆石 U–Pb 年龄[J].中国地质,2010,37(6):1576~1583.

[37] 杨金玉,徐世浙,余海龙,李海侠. 视密度反演在东海及邻区重力异常解释中的应用[J].地球物理学报,2008,51(6):1910~1916.

[38] 张震培,沈正康,王敏,等.青藏高原及周边现今构造变形的运动学[J].地震地质,2004,26(3):367~377.

[39] 沈正康,王敏,甘卫军,等.中国大陆现今构造应变率场及其动力学成因研究[J].地学前缘北京:中国地质大学,2003,10(Suppl):93~100.

[40] Gaudemer Y,Tapponnier P,et al.Partitioning of crustal slip between linked, active faults in the eastern Qilianshan, and evidence for a major seismic gap,the'Tianzhu Gap',on the western Haiyuan fault,Gansu(China)[J].Geophys.J.int.,1995,120:599~645.

[41] 马瑾,马胜利,刘力强,等.断层几何结构与物理场的演化及失稳特征[J].地震学报,1996,18(2):200~207.

[42] 尹秉喜,程建华,闵刚,等.宁南弧形构造带甘肃靖远–宁夏盐池剖面中上地壳电性结构特征[J].地学前缘,2013,20(4):332~339.

[43] 刘树文,杨朋涛,李秋根,等.秦岭中段印支期花岗岩岩浆作用与造山过程[J]. 吉林大学学报(地球科学版),2011,41(6):1929~1940.

[44] 李朋武,张世红,高锐,等.内蒙古中部晚石炭纪世–早二叠世古地磁数据及其地质意义[J].吉林大学学报(地球科学版),2012,42(1):424~432.

[45] 王国灿,曹凯,张克新,等.青藏高原新生代构造隆升阶段的时空格局[J].中国科学:地球科学,2011,(3):332~349.

[46] 王伟涛,张培震,雷启云.牛首山–罗山断裂带的变形特征及其构造意义[J].地震地质,2013,35(2):196~206.

［47］ 王伟涛，张培震，郑德文，等.青藏高原东北缘海原断裂带晚新生带构造变形［J］.地学前缘，2014,21（3）:109~118.

［48］ 吴功建，高锐，余钦范，等.西藏高原亚东–格尔木地学断面综合地球物理调查与研究［J］.地球物理学报，1991,34（5）：552~61.

［49］ 高锐，成湘洲，丁谦.格尔木–额济纳旗地学断面地球动力学初探［J］.地球物理学报，1995,38（增刊Ⅱ）：3~14.

［50］ 崔作舟，李秋生，孟令顺，等.格尔木–额济纳旗岩石圈结构与深部构造［J］.北京：地质出版社，1999.

［51］ 国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组.鄂尔多斯周缘活动断裂系［M］.北京：地震出版社，1998.

［52］ 黄兴富，施炜，李恒强，等.银川盆地新生代构造演化：来自银川盆地主边界断裂运动学的约束［J］.地学前缘，2013，20（4）:199~210.

［53］ 赵红格，刘池洋，王锋，等.贺兰山隆升时限及其演化［J］.中国科学D辑：地球科学，2007,37（增刊）：185~192.

［54］ 邓起东，程绍平，闵伟，等.鄂尔多斯块体新生代构造活动和动力学的讨论［J］.地质力学学报，1999，5（3）：13~22.

［55］ Zhang Y Q,Mercier JL,Vergely P.Extention in the graben systems around the Ordos (China),and its contribution to the extrusion tectonics of South China with respect to Gobi–Mongolia［J］.Tectonophysics,1998,285:41~75.

［56］ Zhang Y Q,Ma Y S,Yang N,etal.Cenozoic extentional stress evolution in North China［J］.Journal of Geodynamics,2003,36(5):591~613.

［57］ 刘建辉，张培震，郑德文，等.贺兰山晚新生代隆升的剥露特征及其隆升模式［J］.中国科学:D辑，2010，40（1）:50~60.

［58］ 刘建辉，贺兰山.秦岭山脉新生代伸展隆升及断层摩擦生热磷灰石裂变径迹分析［J］.国际地震动态，2010，（3）：31~33.

［59］ 宁夏回族自治区地质矿产局.宁夏回族自治区区域地质志［M］.北京：地质出版社，1990.

［60］ 柴炽章，孟广魁，马贵仁，等.银川市活动断层探测与地震危险性评价［M］.北京：科学出版社，2011.

［61］ 方盛明，赵成彬，柴炽章，等. 银川断陷盆地地壳结构与构造的地震学证据［J］.地球物理学报，2009，52（7）:1768~1775.

［62］ 张岳桥，廖昌珍，施炜，等.鄂尔多斯盆地周边地带新构造演化及其区域动力学背景［J］.高校地质学报，2006，12（3）：285~297.

[General Information]
书名=宁夏中上地壳电性结构特征研究
作者=尹秉喜，闵刚主编
页数=175
SS号=96048312
DX号=
出版日期=2014.12
出版社=阳光出版社